



Détermination de l'albédo des surfaces enneigées par télédétection : application à la reconstruction du bilan de masse du glacier de Saint Sorlin

Marie Dumont

► To cite this version:

Marie Dumont. Détermination de l'albédo des surfaces enneigées par télédétection : application à la reconstruction du bilan de masse du glacier de Saint Sorlin. Sciences de la Terre. Université Paris-Est, 2010. Français. NNT : 2010PEST1059 . tel-00582925

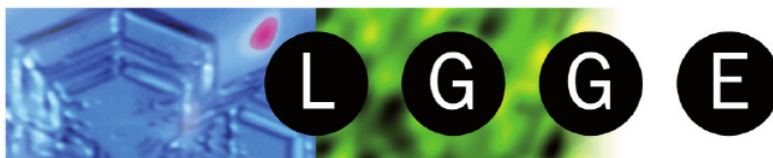
HAL Id: tel-00582925

<https://pastel.archives-ouvertes.fr/tel-00582925>

Submitted on 4 Apr 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement

LABORATOIRE DE GLACIOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE DE

L'ENVIRONNEMENT - UMR 5183

Centre National de la Recherche Scientifique

Université Joseph Fourier - Grenoble I

54, rue Molière - Domaine Universitaire BP 96

38402 St-Martin d'Hères Cedex (France)

DÉTERMINATION DE L'ALBÉDO DES SURFACES ENNEIGÉES PAR TÉLÉDÉTECTION

Application à la reconstruction du bilan de masse du glacier
de Saint Sorlin

Marie DUMONT

Thèse de doctorat de l'Université Paris Est

Spécialité : Sciences, Ingénierie et Environnement

Date de Soutenance :

17 Décembre 2010

Composition du jury :

Ludwig BRAUN	Rapporteur
Jean-Louis ROUJEAN	Rapporteur
Yves ARNAUD	Membre du jury
Marc BOCQUET	Membre du jury
Eric BRUN	Membre du jury
Yves DURAND	Membre du jury
Gerhard KRINNER	Membre du jury
Charles OBLED	Membre du jury

Table des matières

Remerciements	5
Introduction	7
Acronymes et notations	9
Chapitre 1 : Glaciers, Neige et Télédétection	13
1.1 Les glaciers et le glacier de Saint Sorlin	13
1.1.1 Les différentes zones d'un glacier	13
1.1.2 Bilan de masse	14
1.1.3 Le glacier de Saint Sorlin	17
1.2 Télédétection et manteau neigeux	20
1.2.1 Eléments de télédétection	20
1.2.2 Télédétection des surfaces enneigées ou englacées	22
1.3 Problématiques et objectifs	25
1.3.1 Problématique 1 : Détermination de l'albédo des surfaces enneigées et englacées par télédétection	26
1.3.2 Problématique 2 : Modélisation du bilan de masse spatialisé d'un glacier tempéré	28
Chapitre 2 : Réflectance de la neige et de la glace	31
Introduction	32
2.1 Quelques définitions	32
2.1.1 Configuration géométrique	32
2.1.2 La réflectance bidirectionnelle et la BRDF, $\rho(\theta_i, \theta_v, \phi_i, \phi_v, \lambda)$	32
2.1.3 La réflectance directionnelle-hémisphérique, $\alpha(\theta_i, \lambda)$	34
2.1.4 Le facteur d'anisotropie, $R(\theta_i, \theta_v, \phi, \lambda)$	34
2.1.5 L'albédo bolométrique, A	34
2.1.6 Grandeurs mesurées par télédétection	35
2.2 Facteurs déterminants pour les variations de l'albédo de la neige et de la glace	35
2.2.1 Influence des caractéristiques de l'éclairement incident	35
2.2.2 Influence des propriétés physiques du milieu	36
2.3 Répartition angulaire du rayonnement réfléchi par la neige, BRDF ; mesure et modélisation	38
2.3.1 Introduction	39
2.3.2 Définitions	39
2.3.3 State of the art	40
2.3.4 Experimental set-up	41

2.3.5	Raw measurement processing and error estimation	43
2.3.6	Results	44
2.3.7	Comparison between measurements and modelling results	46
2.3.8	Discussion	50
2.3.9	Conclusions	55
Chapitre 3	D'une photographie à une carte d'albédo	57
3.1	Résumé étendu	58
3.2	Introduction	61
3.3	Definitions	62
3.4	Study site and instrumentation	63
3.4.1	Saint Sorlin glacier	63
3.4.2	Imaging radiometer system	63
3.4.3	Measurements of reference albedo	63
3.5	Method	64
3.5.1	Preliminary processing of the digital photographs	64
3.5.2	Calculation of the incident radiation	64
3.5.3	From measured radiance to spectral albedo	65
3.5.4	From spectral reflectance to bolometric albedo	67
3.6	Results	68
3.6.1	Estimated maps of albedo	68
3.6.2	Comparison with measurements	68
3.6.3	Spectral distance	70
3.7	Discussion	71
3.7.1	Results interpretation	71
3.7.2	Sources of error	72
3.8	Conclusions	73
Chapitre 4	Détermination de l'albédo à partir d'images MODIS	75
4.1	Résumé étendu	76
4.2	Introduction	78
4.3	Data and study site	79
4.3.1	Saint Sorlin Glacier	79
4.3.2	Ground Measurements	79
4.3.3	Terrestrial photography	79
4.3.4	MODIS data	80
4.4	Retrieval Method	80
4.4.1	Retrieving subpixel snow cover and hemispherical-conical reflectance	80
4.4.2	Retrieving broadband albedo	81
4.5	Method Evaluation	83
4.5.1	Accuracy assesment using ground measurements	83
4.5.2	Comparison of narrow-to-broadband conversion methods	84
4.5.3	Comparison between MODIS and terrestrial photos albedo maps	85
4.5.4	Error sources	87

4.6	Application to monitor temporal evolution of typical surface albedo in the ablation zone of Saint Sorlin glacier from 2000 to 2009	88
4.7	Conclusions	89
4.8	Application au glacier de Saint Sorlin pour la période 2000-2009	90
4.8.1	Evolution de l'albédo moyen des différentes zones du glacier	90
4.8.2	Lien avec le bilan de masse	92
4.8.3	Conclusions et perspectives	95
Chapitre 5	Assimilation de l'albédo pour l'estimation du bilan de masse spatialisé	97
	Introduction	98
5.0.1	Etat de l'art	98
5.0.2	Objectif et plan du chapitre	99
5.1	CROCUS et SAFRAN	99
5.1.1	Le modèle de neige, CROCUS	99
5.1.2	Variables météorologiques	101
5.2	Méthode d'assimilation variationnelle, 1D-Var	105
5.2.1	Formalisation	105
5.2.2	Application à CROCUS	106
5.2.3	Test au Col de Porte	109
5.3	Evaluation de SAFRAN-CROCUS pour le bilan de masse spatialisé	110
5.3.1	Années hydrologiques étudiées	111
5.3.2	Modifications apportées au code initial	111
5.3.3	Evaluation du bilan énergétique de surface en un point	114
5.3.4	Estimation du bilan de masse spatialisé sans assimilation d'albédo	116
5.4	Assimilation des données d'albédo	118
5.4.1	Méthode	118
5.4.2	Résultats et interprétations	119
5.4.3	Analyse succincte du bilan d'énergie de surface en deux points du glacier	126
5.4.4	Discussions et perspectives	128
5.5	Limites de la méthode et conclusions	132
Conclusions et perspectives		135
6.1	Réflectance de la neige et de la glace (Chapitre 2)	135
6.2	Détermination de l'albédo de surface d'un glacier par télédétection (Chapitres 3 et 4)	137
6.3	Assimilation de données d'albédo pour la simulation du bilan de masse spatialisé d'un glacier tempéré (Chapitre 5)	139
Annexes		142
A	Mesure de BRDF sur la glace	143
A.1	Difficultés expérimentales	143
A.2	Albédo spectral	143
A.3	Facteur d'anisotropie	143
A.4	Conclusions	145

B	Angles definitions	149
C	Calibration des appareils photographiques	151
C.1	Introduction	151
C.2	Mesure de la sensibilité spectrale	152
C.3	Mesure de la fonction de réponse	152
D	Evaluation des données SAFRAN sur la moraine du glacier de Saint Sorlin	155
D.1	Température de l'air	156
D.2	Humidité relative	157
D.3	Vitesse du vent	158
D.4	Rayonnement courtes longueurs d'onde incident	158
D.5	Rayonnement grandes longueurs d'onde descendant	159
D.6	Récapitulatif et conclusions	160
E	Notes brèves sur l'assimilation de données	163
E.1	Formalisation mathématique du problème	163
E.1.1	Définitions	163
E.1.2	Modélisation des erreurs	164
E.2	Interpolation statistique par les moindres carrées	164
E.2.1	Hypothèses	164
E.2.2	Théorème	164
E.2.3	Quelques commentaires	165
E.3	Conclusions	165
	Références	167

ABSTRACT

Albedo is defined as the ratio of reflected to incident radiation over the solar spectrum and is a key parameter in the surface energy balance of snow and ice. This parameter is highly variable both temporally and spatially; thus remote sensing is an ideally suited approach for the retrieval of albedo data.

The albedo value depends on both physical properties of the target and the characteristics of the incident radiation. Furthermore, the physical parameters linked with the albedo concept vary in consideration with spectral and angular ranges. Measurements of bi-directional reflectance over natural snow have shown that the Lambertian hypothesis may lead to significant error when estimating albedo from remote sensing data.

Detailed knowledge of the angular distribution of radiation reflected by snow allows for the development of a new method to retrieve albedo values for mountainous, snow/ice covered areas. This method takes into account multiple reflections on mountainous areas, anisotropy of radiation reflected by snow and ice, and albedo spectral variations with surface physical properties. The method is applied to visible and near-infrared terrestrial photographs (spatial resolution 10 m) and MODIS data (spatial resolution 250 m). The accuracy of the method is evaluated at $\pm 10\%$ on the retrieved albedo value using concurrent field measurements at the Saint Sorlin Glacier (Grandes Rousses, France) during the summers of 2008 and 2009. The method is used to retrieve albedo data for this glacier from 2000 to 2009. Results indicate that the albedo of the ablation area of the Saint Sorlin Glacier has not shown any decreasing trend over this decade, in opposition to results presented for the Morteratsch Glacier (Switzerland). In addition, the minimal value over the summer period of the whole glacier averaged albedo is highly correlated to the specific annual mass-balance.

Albedo data from MODIS and terrestrial photographs are then assimilated into the snow model CROCUS. This assimilation allows for an estimation of the spatialized mass-balance of the Saint Sorlin Glacier over the five studied hydrological years. Root mean square error is evaluated to 0.5 m w.e. For this study, we have used mid-scale meteorological data from SAFRAN. A brief analysis of the contribution from the atmospheric fluxes to the surface energy balance shows that, for the time period considered in this study, the shortwave radiation budget is the main process determining the surface energy balance. Furthermore, variability in shortwave radiation budget explains the major part of the daily variability in surface energy balance.

The methods developed in this work are readily applicable to other temperate glaciers. They allow spatialized mass-balance reconstruction on a decadal scale and lead to improved quantification of the physical processes controlling mass-balance in temperate glaciers.

Keywords : Snow, Glacier, Mass-Balance, Surface Energy Balance, BRDF, Albedo, Remote-sensing, Assimilation

RÉSUMÉ

L'albédo, fraction de rayonnement réfléchi dans le spectre solaire, est une variable clef du bilan énergétique des surfaces enneigées et englacées. Cette grandeur possède une forte variabilité spatio-temporelle ce qui fait de la télédétection un outil adapté pour son étude.

L'albédo dépend à la fois des propriétés physiques du milieu considéré et des caractéristiques du rayonnement incident. Les différentes grandeurs liées à l'albédo sont fonction des domaines angulaires et spectraux des radiations considérées. Les mesures de répartition angulaire du rayonnement réfléchi par la neige ont montré que l'hypothèse lambertienne pouvait conduire à des erreurs non négligeables lors de la détermination de l'albédo par télédétection.

La connaissance des caractéristiques de la répartition angulaire du rayonnement réfléchi par la neige permet de développer une nouvelle méthode de détermination de l'albédo en zones montagneuses. Cette méthode prend en compte les effets liés à la forte variabilité topographique des terrains de montagne, à l'anisotropie du rayonnement réfléchi par la neige et par la glace ainsi que les variations spectrales de l'albédo en fonction des propriétés physiques de la surface. Elle a été appliquée à deux types de données : des photographies terrestres visibles et proche infrarouges (résolution spatiale 10 m) et des images MODIS (résolution spatiale 250 m). L'incertitude sur la valeur de l'albédo ainsi déterminée est évaluée à $\pm 10\%$ grâce aux mesures de terrain effectuées sur le glacier de Saint Sorlin (massif des Grandes Rousses, France). L'étude des cartes d'albédo issues de dix années (2000-2009) d'images MODIS montre qu'il n'y a pas de décroissance marquée de la valeur de l'albédo en zone d'ablation au contraire de ce qui a été prouvé pour le glacier du Morteratsch (Suisse). De plus, il existe une corrélation très élevée entre la valeur minimale de la moyenne de l'albédo sur le glacier, i.e. l'albédo moyen du glacier le jour où la ligne de neige est proche de la ligne d'équilibre, et la valeur du bilan de masse annuel spécifique.

L'assimilation des données d'albédo obtenues grâce aux images MODIS et aux photographies terrestres dans le modèle de neige CROCUS permet une bonne estimation du bilan de masse spatialisé du glacier de Saint Sorlin (rmse=0.5 m w.e. pour les cinq années hydrologiques étudiées). Les forçages météorologiques utilisés pour cette étude sont de moyenne échelle. L'analyse succincte de la contribution des différents flux atmosphériques au bilan d'énergie de surface montre qu'en zone d'ablation comme en zone d'accumulation, le bilan radiatif net courtes longueurs d'ondes constitue la source principale d'énergie et que la variabilité de ce flux explique la majeure partie de la variabilité journalière de la somme des flux atmosphériques.

Appliquées à d'autres glaciers, ces méthodes permettraient de savoir si les conclusions établies pour notre seul glacier d'étude sont valables pour d'autres glaciers. Elles rendraient également possibles la reconstruction du bilan de masse spatialisé sur 10 ans d'autres glaciers et potentiellement une meilleure quantification des processus physiques mis en jeu dans le bilan de masse de ces glaciers tempérés.

Mots clefs : Neige, Glacier, Bilan de masse, Bilan d'énergie de surface, BRDF, Albédo, Télédétection, Assimilation

REMERCIEMENTS

Merci à Jean-Louis et à Ludwig d'avoir évalué ce manuscrit. Merci à Charles d'avoir accepté de faire partie de mon jury dans de si courts délais et d'avoir si bien "animé" ma soutenance. Merci à Eric pour l'orientation initiale de mes recherches, de mes stages et de ma thèse, il se trouve que ce sont des choix qui m'ont rendue bien heureuse ! Merci d'avoir participé à mon jury de thèse.

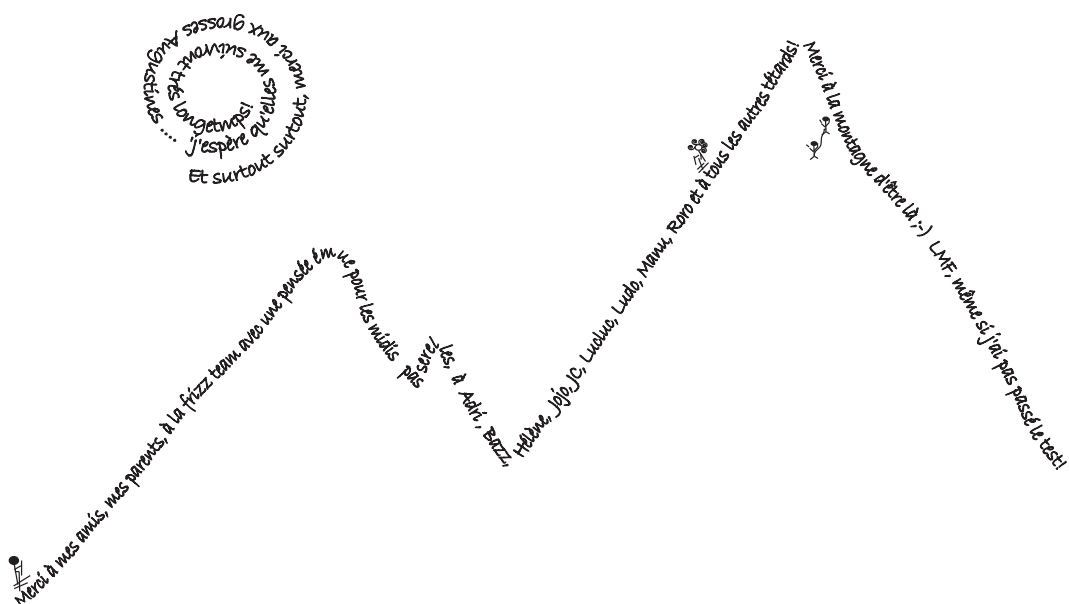
Merci à mes deux directeurs officiels Marc et Gerhard et aux deux officieux de m'avoir supportée pendant ces années. Yves A., merci pour tes enseignements scientifiques, humains, apicoles, vinicoles et skiants (SPA) et pour les soirées albédo. Yves D., merci pour les discussions d'adjoints surréalistes, pour tes conseils et encouragements et pour les matinées au CEN.

Merci à tous les gens avec qui j'ai pu interagir pendant ces années au LPG, au LGGE, au CEN, au LTHE et un peu plus loin à l'université d'Otago.

Merci au projet LEFE-ASSIM qui a financé une partie des recherches, à l'observatoire GLACIOCLIM sans les données de qui nous ne pourrions pas faire grand chose.

Un merci tout spécial à Antoine, au p'tiot, à Delphine, Christian, Florent, Patrick, Jean-Manu, Ghislain, Laurent, Yves T. Y., Joël, Eric, Bernard et Olivier pour tout ce que vous m'avez appris et pour les moments que j'ai passés avec vous. Alix et Julie, merci pour votre investissement, votre bonne humeur et votre efficacité. Sans vous, toute une partie de ce travail n'aurait pas pu voir le jour.

Merci à tous ceux avec qui j'ai partagé un bureau, une pause café, une (des ?) bière(s), une soirée, une course à ski, à pied, une goulotte, une voie, un sommet, une saison d'été à Dome C, une saison d'automne en Himalaya, une sortie terrain à Saint Sorlin ou ailleurs ...



INTRODUCTION

La cryosphère recouvre une part importante de la surface de la Terre et jusqu'à 40 % de la surface de l'hémisphère Nord. La neige compte parmi les matériaux les plus réfléchissants présents à la surface de la Terre (Dozier *et al.*, 2009). Les variations temporelles de son pouvoir réfléchissant, albédo, i.e. fraction de rayonnement réfléchi par la surface dans le spectre solaire, induisent d'importants changements sur le bilan énergétique d'une surface (Nicodemus *et al.*, 1977). L'albédo dirige, en effet, la quantité d'énergie absorbée par le milieu et donc éventuellement disponible pour la fonte. De plus, l'albédo possède une forte retroaction positive sur le bilan énergétique de la surface (Houghten, 1954; Fernandes *et al.*, 2009). Dans le cadre actuel de changements climatiques, la compréhension des variations de l'albédo des surfaces enneigées et plus spécifiquement des glaciers est donc un point crucial.

Le bilan énergétique de surface d'un glacier tempéré, i.e. dont la glace possède une température proche de 0° C (p. 12, Paterson, 1994) est directement relié aux variables météorologiques et toutes variations de ces variables induit une modification de leur bilan de masse (Vincent, 2002). L'étude des relations (complexes) entre les changements des variables météorologiques et le bilan de masse des glaciers et du manteau neigeux saisonnier est essentielle dans le contexte actuel (Huss *et al.*, 2008). La compréhension de ces liens permettrait entre autres une évaluation de l'impact d'un changement climatique sur les ressources en eau en régions de montagne, point critique pour de nombreuses populations (Barnett *et al.*, 2005).

Les variations spatiales et temporelles de l'albédo de surface d'un glacier sont élevées (Oerlemans & Knap, 1998). De plus, les glaciers n'étant pas aisément accessibles, la mesure des variations de leur albédo de surface est souvent complexe. Les mesures par télédétection spatiale ou terrestre semblent donc les plus adaptées (Dozier *et al.*, 2009).

De ces constatations, on peut dégager deux grandes problématiques auxquelles nous tenterons de répondre tout au long de ce travail.

- 1. Comment améliorer la mesure de l'albédo d'une surface enneigée ou englacée à partir de données de télédétection ? (Chapitres 2, 3 et 4)**
- 2. Le suivi des variations de l'albédo permet-il l'estimation du bilan de masse spatialisé d'un glacier tempéré ? (Chapitre 5)**

Le premier chapitre de ce manuscrit introduit les notions et problématiques essentielles à la compréhension de la suite du travail en termes de glacier, neige, bilan de masse et télédétection. Il décrit également le site d'étude choisi, le glacier de Saint Sorlin dans le massif des Grandes Rousses (France). Dans un second

chapitre, j'expose les facteurs déterminants pour les variations de l'albédo de la neige et de la glace. Les deux chapitres suivants sont consacrés à l'élaboration d'une méthode de détermination de l'albédo à partir de télédétection terrestre (Chapitre 3) et spatiale (Chapitre 4). Le chapitre 5 est centré sur l'assimilation des données d'albédo dans un modèle d'évolution du manteau neigeux afin de simuler le bilan de masse spatialisé du glacier étudié. Et enfin, le dernier chapitre expose les conclusions et les perspectives de ce travail.

ACRONYMES ET NOTATIONS

LABORATOIRES ET ORGANISMES

CEN	Centre d'Etudes de le Neige
GLACIOCLIM	Les GLACIers, un Observatoire du CLIMat
LGGE	Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement
LPG	Laboratoire de Planétologie de Grenoble

ABRÉVIATIONS

ARPEGE	Modèle numérique atmosphérique de circulation générale
AWS	Automatic Weather Station ou station automatique de mesures météorologiques
BRDF	Bidirectional Reflectance Distribution Function ou fonction de distribution de la réflectance bidirectionnelle
CROCUS	Modèle numérique d'évolution du manteau neigeux
HDRF	Hemispherical-Directional Reflectance Function ou réflectance hémisphérique-directionnelle
IFOV	Instantaneous Field Of View ou champ de vue instantané
LIDAR	LIght Detection And Ranging
MODIS	MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
RADAR	RAdio Detection And Ranging
RMSE	Root Mean Square Error ou erreur quadratique moyenne
SAFRAN	Système d'Analyse Fournissant de Renseignement Atmosphériques à la Neige
SSA	Specific Surface Area ou surface spécifique
STD	Standard Deviation
w.e.	Water Equivalent ou équivalent eau

TÉLÉDÉTECTION

A	Albédo bolométrique (bi-hémisphérique et intégré sur le spectre solaire)
---	--

A_1	Albédo bi-hémisphérique intégré sur $[0.4 ; 0.8] \mu\text{m}$	
A_2	Albédo bi-hémisphérique intégré sur $[0.8 ; 1.5] \mu\text{m}$	
A_3	Albédo bi-hémisphérique intégré sur $[1.5 ; 2.8] \mu\text{m}$	
A_{ice}	Albédo bolométrique de la glace	
α	Albédo spectral ou directionnel-hémisphérique	
$\bar{\alpha}_e$	Albedo spectral moyenné sur l'ensemble du glacier	
$\bar{\alpha}_t$	Albedo spectral moyenné autour du pixel considéré	
C_t	Terrain configuration factor	
δ	Distribution de dirac	
E_a	Radiation diffusée par les aérosols	$[\text{W m}^{-2}]$
E_d^*	Radiation diffuse sur une pente	$[\text{W m}^{-2}]$
E_g	Eclairement au sol	$[\text{W m}^{-2}]$
E_r	Radiation diffuse de Rayleigh	$[\text{W m}^{-2}]$
E_s	Radiation solaire direct	$[\text{W m}^{-2}]$
E_t	Radiation réfléchie par les pentes avoisinantes	$[\text{W m}^{-2}]$
F	Irradiance	$[\text{W m}^{-2}]$
κ	Coefficient d'extinction	
L	Radiance	$[\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}]$
λ	Longueur d'onde	$[\text{m}]$
M	Exitance	$[\text{W m}^{-2}]$
\tilde{n}	Indice de réfraction complexe	
n	Vitesse de phase	
ϕ_i	Azimut du rayonnement incident	$[\text{rad}]$
ϕ_v	Azimut de l'observation	$[\text{rad}]$
R	Facteur d'anisotropie	
ρ	Réflectance bi-directionnelle	$[\text{sr}^{-1}]$
T_s	Transmittivité atmosphérique soleil-sol	
θ_i	Angle zénithal du rayonnement incident	
θ_v	Angle zénithal de l'observation	
$\tilde{\theta}_s$	Angle effectif d'illumination solaire	
V_d	Facteur de vue	

BILAN D'ÉNERGIE ET BILAN DE MASSE

A	Matrice de covariance des erreurs d'analyse	
B	Espace des variables modèle	
B	Matrice de covariance des erreurs d'ébauche	
C_E	Coefficient d'échange turbulent pour la pression de vapeur	
C_H	Coefficient d'échange turbulent pour la chaleur	
$C_{p,air}$	Chaleur spécifique de l'air à pression constante	$[\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}]$
$C_{pd} = 1005$	Chaleur spécifique de l'air sec à pression constante	$[\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}]$

ΔQ	Bilan d'énergie	[W m ⁻²]
Δm	Bilan de masse	[m w.e.]
e	Pression de vapeur	[Pa]
$\epsilon_{surface}$	Emmissivité de la surface	
g	Accélération de la pesanteur	[m s ⁻²]
G	Flux conductif de chaleur	[W m ⁻²]
\mathcal{H}	Opérateur d'observation	
H	Opérateur d'observation linéaire tangent	
H^\times	Opérateur d'observation adjoint	
H	Flux turbulent de chaleur sensible	[W m ⁻²]
J	Fonction de coût	
$L_s = 2.834 \cdot 10^6$	Chaleur latente de sublimation neige/glace	[J kg ⁻¹]
LW	Bilan radiatif grandes longueurs d'onde	[W m ⁻²]
$LW \downarrow$	Rayonnement grandes longueurs d'onde montant	[W m ⁻²]
$LW \uparrow$	Rayonnement grandes longueurs d'onde descendant	[W m ⁻²]
LE	Flux turbulent de chaleur latente	[W m ⁻²]
μ	Moyenne	
m	Biais modèle-mesure	
\mathcal{O}	Espace des observations	
P	Flux d'énergie apporté par les précipitations	[W m ⁻²]
P_a	Pression atmosphérique	[Pa]
$q = 0.622 \frac{e}{P_a}$	humidité spécifique	
\mathbf{R}	Matrice de covariance des erreurs d'observation	
r	Coefficient de corrélation	
$R_d = 287.05$	Constante spécifique de l'air humide	[J kg ⁻¹ K ⁻¹]
R_g	Nombre de Richardson	
ρ_{firn}	Masse volumique du névé	[kg m ⁻³]
ρ_{ice}	Masse volumique de la glace	[kg m ⁻³]
SW	Bilan radiatif courtes longueurs d'onde	[W m ⁻²]
$SW \downarrow$	Rayonnement courtes longueurs d'onde incident	[W m ⁻²]
$SW \uparrow$	Rayonnement courtes longueurs d'onde réfléchi	[W m ⁻²]
$\sigma = 5.6704 \cdot 10^{-8}$	Constante de Stefan-Boltzmann	[W m ⁻² K ⁻⁴]
T	Température	[K]
$\theta = T \left(\frac{P_0}{P_a} \right)^\kappa$	Température potentielle avec $\kappa = \frac{R_d(1-0.23q)}{C_{pd}}$	
$\mathbf{x} = (x_1, x_2, x_3)$	Vecteur d'état	
\mathbf{x}_b	Vecteur d'ébauche	
\mathbf{x}_t	Vecteur représentant la réalité	
\mathbf{x}_a	Vecteur d'analyse	
$\mathbf{y} = (A_1, A_2, A_3)$	Vecteur d'observation	
z_0	Longueur de rugosité du vent	[m]
z_{0T}	Longueur de rugosité pour la température	[m]
z_{0q}	Longueur de rugosité pour l'humidité	[m]

CHAPITRE 1

GLACIERS, NEIGE ET TÉLÉDÉTECTION

Avant-propos :

L'objectif de ce chapitre est de donner des définitions simples et essentielles à la compréhension des problématiques de mon travail de thèse et non de présenter une revue exhaustive de toutes les études menées sur les bilans de masse glaciaires et la télédétection des surfaces enneigées.

Les différentes questions et les moyens utilisés pour tenter d'y répondre sont décrits à la fin de ce chapitre.

1.1 Les glaciers et le glacier de Saint Sorlin

1.1.1 Les différentes zones d'un glacier

L'extension et le volume d'un glacier dépendent à la fois de la façon dont la glace se forme (accumulation due aux précipitations solides) et disparaît (ablation) mais aussi de la façon dont la glace s'écoule sous son propre poids¹. Nous nous intéressons ici aux glaciers tempérés (p. 12, Paterson, 1994), c'est-à-dire aux glaciers dont la glace est à une température égale à la température du point de fusion, excepté près de la surface où la température peut éventuellement descendre en dessous de 0°C.

Pour les glaciers tempérés, on peut définir (Fig. 1.1) :

- *une zone d'accumulation*, où la neige s'accumule pendant la saison d'accumulation (l'hiver dans notre hémisphère) et fond durant la saison d'ablation (été dans notre hémisphère) mais où la quantité totale accumulée pendant l'année est plus importante que la quantité qui disparaît. Cette zone reste donc recouverte de neige tout au long de l'année.
- *une zone d'ablation*, où la quantité de neige qui tombe est inférieure à la quantité de neige/glace qui disparaît. Cette zone, en neige durant l'hiver, se découvre pendant l'été et laisse apparaître en surface la glace qui provient des années précédentes.

Tout au long de l'année, on peut donc définir une ligne de neige qui sépare la zone en glace de la zone en neige. A la fin de la saison d'ablation, cette ligne sépare la zone d'accumulation de la zone d'ablation. C'est alors la ligne d'équilibre du glacier (Fig. 1.1). Au dessus de la ligne d'équilibre, le glacier possède un bilan de masse positif. Les parties du glacier situées en dessous de cette même ligne ont par contre un bilan de masse négatif. (paragraphe 1.1.2).

1. Ce dernier aspect dynamique ne sera pas abordé dans ce travail.

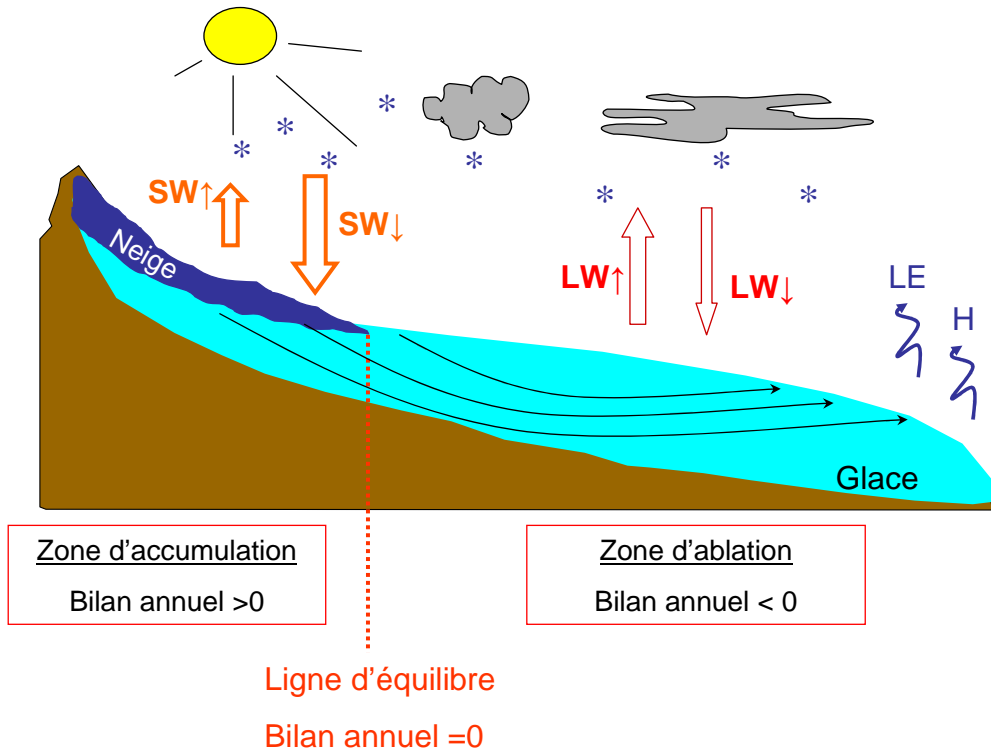


FIGURE 1.1: Représentation schématique des différentes zones d'un glacier tempéré. Cette figure représente les flux d'énergie impliqués dans le bilan énergétique de surface et définis dans l'équation 1.2, ainsi que les zones d'accumulation et d'ablation séparées par la ligne de bilan de masse annuel nul, la ligne d'équilibre.

1.1.2 Bilan de masse

L'évolution de la masse d'un glacier peut être quantifiée grâce à son bilan de masse annuel, $\Delta m = \text{Accumulation} - \text{Ablation}$. Un bilan de masse positif traduit un gain de neige/glacé.

Afin de pouvoir comparer les valeurs de bilan de masse en tout point du glacier et à n'importe quelle période de l'année, le bilan de masse est exprimé en **hauteur équivalent eau (m w.e.)**. En d'autres termes, la mesure de hauteur est corrigée par la valeur de la densité de la matière considérée. 1 m de névé ($\rho_{\text{firn}} = 500 \text{ kg m}^{-3}$), par exemple, s'écrira $1 \times 0.5 = 0.5 \text{ m w.e.}$ et 1 m de glace ($\rho_{\text{ice}} = 910 \text{ kg m}^{-3}$), $1 \times 0.910 = 0.910 \text{ m w.e.}$. De même, 1 m de neige avec une masse volumique de 300 kg m^{-3} sera égal à 0.3 m w.e. .

Bilan d'énergie d'une surface glaciaire

Le bilan de masse du glacier est directement relié au bilan d'énergie de sa surface (potentiellement disponible pour la fusion/regel, ΔQ) et à la quantité de précipitations solides qui se déposent en surface. Le bilan d'énergie pour un manteau neigeux ou un glacier peut s'écrire de la manière suivante (p. 58, Paterson, 1994) :

$$\Delta Q = P + R + H + LE + G \quad [W m^{-2}] \quad (1.1)$$

où P est le flux d'énergie apporté par les précipitations, R le bilan radiatif courtes (solaires) et grandes (thermiques) longueurs d'onde, H (respectivement LE) le flux turbulent de chaleur sensible (resp. latente) et G le flux conductif à la base du volume de glace ou de neige.

Une revue détaillée des processus physiques et de la modélisation de chacun de ces flux est donnée par Hock (2005). Nous retiendrons, ici, de cette revue une version simplifiée du bilan d'énergie de surface sous

la forme (Fig. 1.1) :

$$\Delta Q \approx R + H + LE \quad [W m^{-2}] \quad (1.2)$$

Les flux positifs sont par convention dirigés vers la surface.

Le bilan radiatif, R , peut se décomposer en deux parties S et L :

- *le bilan courtes longueurs d'onde*, SW , qui correspond aux processus ayant lieu dans le spectre solaire ($0.15 - 4 \mu m$). On peut écrire $SW = (1 - A)SW \downarrow$, où A est l'albédo. On trouve donc ici notre première définition de l'albédo, à savoir la fraction de rayonnement réfléchi par la surface dans toutes les directions et sur l'intégralité du spectre solaire.
- *le bilan grandes longueurs d'onde* ($4 - 120 \mu m$), $LW = LW \downarrow - LW \uparrow$. Le flux descendant correspond à l'émission thermique de l'atmosphère et des nuages tandis que le flux montant correspond à l'émission thermique de la neige. Ce dernier s'écrit $LW \uparrow = \epsilon_{surface} \sigma T_{surface}^4$ où σ est la constante de Stefan-Boltzman et $\epsilon_{surface}$, l'émissivité de la surface quasiment égale à 1 pour la neige (Hock, 2005).

Les flux turbulents, H et LE , sont dirigés par les gradients verticaux de température et d'humidité spécifique entre l'air et la surface et les mécanismes turbulents d'échange d'air verticaux dans la couche limite de surface. Pour les glaciers tempérés, ils sont d'une importance majeure dans la variabilité journalière du bilan d'énergie de surface (Hock, 2005). Ces flux turbulents peuvent être mesurés soit par la méthode d'eddy corrélation soit par la méthode des profils aérodynamiques (Sverdrup, 1936; Morris, 1989). Une simplification de la méthode des profils (*bulk method*) n'utilise qu'un seul niveau de mesure au dessus de la surface (z). On a alors

$$H = \rho_{air} C_{p,air} C_H \bar{v} (\bar{\theta}_z - \bar{\theta}_{surface}) \quad (1.3)$$

$$LE = \rho_{air} L_v C_E \bar{v} (\bar{q}_z - \bar{q}_{surface}) \quad (1.4)$$

où ρ_{air} est la masse volumique de l'air, $C_{p,air} = C_{pd}(1 + 0.84q)$, la chaleur spécifique de l'air à pression constante (C_{pd} est la chaleur spécifique de l'air sec à pression constante), L_v , la chaleur latente de sublimation neige/glace, \bar{v} la vitesse moyenne du vent, \bar{q} l'humidité spécifique moyenne et $\bar{\theta}$ la température potentielle moyenne. Les coefficients d'échange turbulent de chaleur sensible et latente, C_H et C_E sont fonction de la longueur de rugosité du vent, z_0 , définie par $\bar{v}(z_0) = 0$, de la longueur de rugosité pour la température z_{0T} (pour C_H), de la longueur de rugosité pour l'humidité z_{0q} (pour C_E) et des fonctions de stabilité de Monin-Oboukov qui sont une correction de la stabilité atmosphérique (Hock, 2005).

Un critère souvent choisi pour sa simplicité pour évaluer l'état de la couche limite de surface est le nombre Richardson, R_g ($R_g > 0$ dans le cas stable et $R_g < 0$ dans le cas instable).

$$R_g = \frac{g}{T_z} \frac{(T_z - T_{surface})(z - z_0)}{v_z^2} \quad (1.5)$$

où g est l'accélération de la gravité et T les températures absolues. Ce nombre intervient dans le calcul des coefficients d'échange turbulent, C_H et C_E .

Mesure du bilan de masse

La détermination du bilan de masse d'un glacier peut être conduite par une mesure directe, la méthode glaciologique (p. 31, Paterson, 1994).

- *Mesure de l'accumulation hivernale*. La mesure de l'accumulation hivernale est effectuée à la fin de la saison d'accumulation par sondage et par carottage jusqu'à la couche de neige (zone d'accumulation) ou de glace (zone d'ablation) de l'automne précédent. Des profils de densité du manteau neigeux sont mesurés afin de connaître l'équivalent en eau de l'accumulation hivernale.



FIGURE 1.2: Mesure d'une balise d'accumulation sur le glacier d'Argentière, massif du Mont Blanc. Cliché : M. Dumont

- *Mesure de l'ablation estivale.* On mesure la hauteur de fonte sur les balises (perches en bois, Fig. 1.2) tout au long de l'été. Ces balises ont été insérées à la fin de la saison d'accumulation pour la zone d'accumulation ou dans la glace au cours d'une saison d'ablation précédente pour la zone d'ablation.

Ces deux types de mesures nous permettent donc de connaître le bilan de masse annuel du glacier à chacune des balises implantées sur celui-ci. La précision sur la valeur annuelle du bilan de masse est évaluée à ± 20 cm équivalent eau (cm w.e. dans la suite) (Cogley & Adams, 1998).

Le bilan de masse annuel spécifique du glacier (i.e. en moyenne sur tout le glacier) est calculé grâce à ces mesures de balises. Les mesures peuvent être considérées comme représentatives d'une certaine surface (ou tranche d'altitude) afin de connaître la valeur moyenne sur le glacier. Pour le glacier de Saint Sorlin, il a été montré que le modèle linéaire de Llibouty qui sépare le bilan annuel en chaque site en une composante temporelle et une composante liée au site permet une meilleure estimation (± 0.20 m w.e.) du bilan annuel spécifique (Vincent *et al.*, 2000).

Il existe, bien sûr, d'autres méthodes indirectes de mesures du bilan de masse d'un glacier. Parmi elles, on citera la méthode hydrologique (Paterson, 1994; Ribstein *et al.*, 1995; Sicart *et al.*, 2007) qui consiste à mesurer le débit à l'exutoire d'un bassin versant fortement englacé ainsi que les précipitations et les pertes (évaporation, sublimation, évapotranspiration, infiltration, ...) sur l'ensemble du bassin, pour en déduire le bilan de masse d'un glacier. D'autres méthodes ont été mises au point avec des données de télédétection spatiale (Rabatel *et al.*, 2005; Berthier *et al.*, 2007) ou terrestre (photogrammétrie, Soruco *et al.*, 2009). Hagg *et al.* (2004) présentent une comparaison des méthodes hydrologique et photogramétrique avec la méthode directe (glaciologique). Ils concluent que l'estimation la plus précise des variations de masse du glacier est fournie par la méthode photogramétrique.

Modélisation du bilan de masse et du bilan d'énergie

De nombreux modèles permettent d'estimer le bilan d'énergie d'un manteau neigeux ou le bilan de masse d'un glacier. Une revue très complète de ces modèles est effectuée dans Hock (2005); Armstrong & Brun (2008). Une comparaison des différents modèles est aussi disponible dans Etchevers *et al.* (2004).

Ces modèles peuvent être séparés en deux grandes catégories.

1. **L'approche degré-jour.** Partant de la constatation que le bilan de masse dépend en priorité de deux paramètres : les précipitations solides pour l'accumulation et la température pour l'ablation, on peut calculer un bilan de masse à partir de ces deux variables uniquement. Un modèle degré-jour classique relie la fonte pendant une période à la somme des températures positives pendant cette même période et ceci via un coefficient de proportionnalité que l'on nommera le facteur degré-jour. Ce facteur est variable en fonction des glaciers ou même des portions du glacier (Vincent, 2002). Le succès de ce type d'approche est en grande partie dû au fait que la plupart des flux qui interviennent dans l'équation 1.1 sont très dépendants de la température. De plus, la quantité de données nécessaire à ce type de modèle est relativement faible, son application est donc possible sur de longues périodes et sur un grand nombre de glaciers (Hock, 2003).
2. **Les modèles de bilan d'énergie.** Une autre approche consiste à modéliser le bilan d'énergie de surface à partir de chacun des flux décrits dans l'équation 1.2 en prenant en compte ou non le métamorphisme du manteau neigeux, c'est-à-dire les transformations subies par la particule de neige fraîche une fois que celle-ci a été déposée en surface. Ces modèles peuvent être globaux ou spatialisés à l'échelle d'un glacier. C'est cette approche que nous privilégierons dans ce travail.

Il existe un grand nombre de déclinaisons entre ces deux extrêmes : approche empirique (modèle degré-jour simple), semi-empirique (modèle degré-jour couplé à un terme de bilan radiatif courtes longueurs d'onde par exemple), ou physique (modèles de bilan d'énergie) avec une explicitation plus ou moins détaillée de chacun des termes de l'équation 1.1.

Les modèles degré-jour sont des outils performants pour la modélisation de la fonte à grande échelle et sur de longues périodes. Leur performance décroît cependant avec la résolution temporelle et spatiale (Hock, 2003). Afin, entre autres, de mieux prendre en compte les effets dus à la variabilité topographique d'un terrain de montagne, nous privilégierons ici l'utilisation d'un modèle de bilan d'énergie.

1.1.3 Le glacier de Saint Sorlin

Le glacier de Saint Sorlin est situé dans les Alpes françaises dans le massif des Grandes Rousses (Figure 1.3). C'est un petit glacier temperé d'une surface d'environ 3 km^2 . Son front se situe à une altitude de 2700 m et il culmine juste sous le pic de l'Etendard (3463 m).

Historique et instrumentation

Ecrire l'histoire des recherches sur le glacier de Saint Sorlin, c'est écrire l'histoire de la glaciologie en Dauphiné (Lliboutry, 1974). Les premières visites à caractère scientifique du glacier de Saint Sorlin datent de 1891, peu avant l'avènement, en 1901, de la Commission française des glaciers. Les toutes premières mesures d'ablation et d'accumulation datent de 1911 (Allix, 1927). A partir de 1957, sous l'impulsion de Charles-Pierre Péguy puis de Louis Lliboutry, des mesures annuelles de bilan de masse en zone d'ablation sont effectuées tous les ans. Les premiers bilans hivernaux datent de 1971-1972 (Vallon & Leiva, 1981). Les bilans de masse

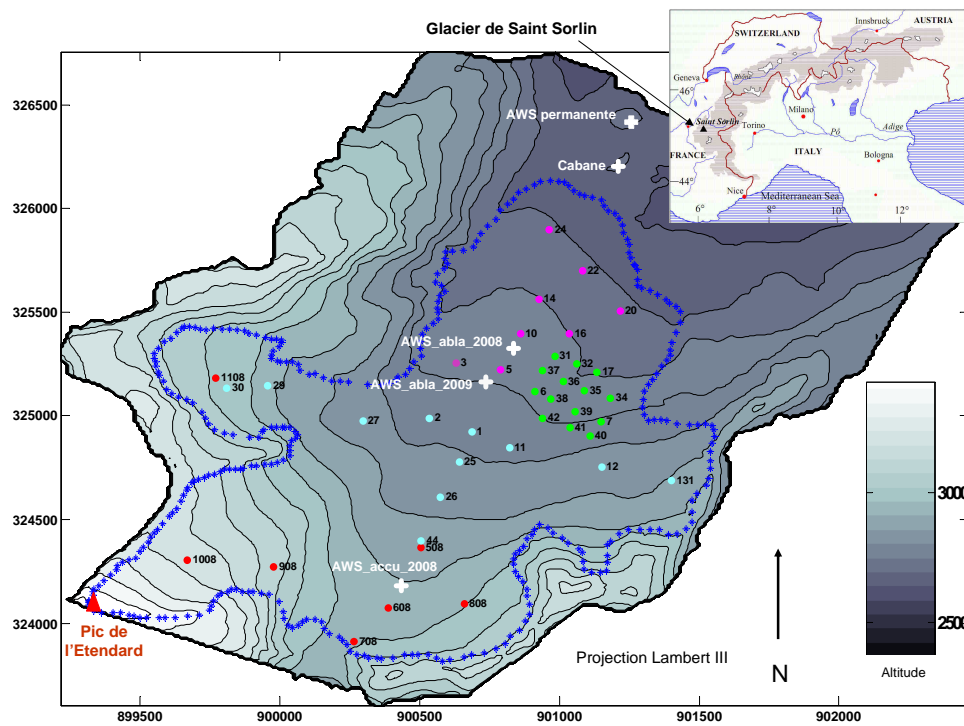


FIGURE 1.3: **Modèle numérique de terrain du glacier de Saint Sorlin.** Les croix indiquent la position des stations météorologiques automatiques (Automatic Weather Station, AWS) temporaires (sur glacier) et permanente (sur moraine) ainsi que la cabane. Les points représentent les balises durant l'été 2008. Les balises ont été divisées en quatre zones : en rose, le front ; en vert, le mini-réseau ; en bleu clair, la zone intermédiaire et en rouge la zone d'accumulation. Le contour du glacier en 2003 est représenté par les étoiles bleues. Pour l'été 2006, la station de mesure du bilan d'énergie de surface se trouve à proximité de la balise 10.

du glacier sont mesurés de manière continue et sur toute la surface du glacier depuis 1995 (Vincent *et al.*, 2000).

Le glacier de Saint Sorlin est, de plus, un glacier test pour de nombreuses études glaciologiques autres que celle du bilan de masse (Lliboutry, 1965). Des mesures systématiques de vitesse de surface ont été conduites depuis 1957 d'abord à l'aide de théodolites puis, depuis 2000, avec la technologie GPS. De nombreux travaux ont été également menés afin d'obtenir une bonne connaissance de la topographie sous-glaciaire par gravimétrie et sismique (Lliboutry, 1962). Des forages profonds ont été effectués en zone d'ablation. Le glacier de Saint Sorlin est, ainsi, un glacier test pour la modélisation de l'écoulement (Vincent *et al.*, 2000; LeMeur & Vincent, 2003; Schaefer & LeMeur, 2007).

Les dispositifs de mesures ont été complétés au cours des années pour faire du glacier de Saint Sorlin, un des glaciers les plus instrumentés de l'arc Alpin (Vincent *et al.*, 2004). La vitesse de surface d'écoulement est de l'ordre d'une dizaine de mètres par an (Vincent *et al.*, 2000).

Une station météorologique automatique a été installée dans le cadre de l'observatoire GLACIOCLIM en 2005 sur la moraine (Figure 1.3). Toutes les informations concernant le glacier de Saint Sorlin sont regroupées sur le site de l'Observatoire : <http://www-lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs>. Des stations automatiques sur glacier ont été également installées (temporairement) durant les étés 2006, 2008 et 2009. Ces stations ont permis la mesure des différents flux qui entrent en compte dans le bilan énergétique de surface (Six *et al.*, 2008; Sicart *et al.*, 2008).

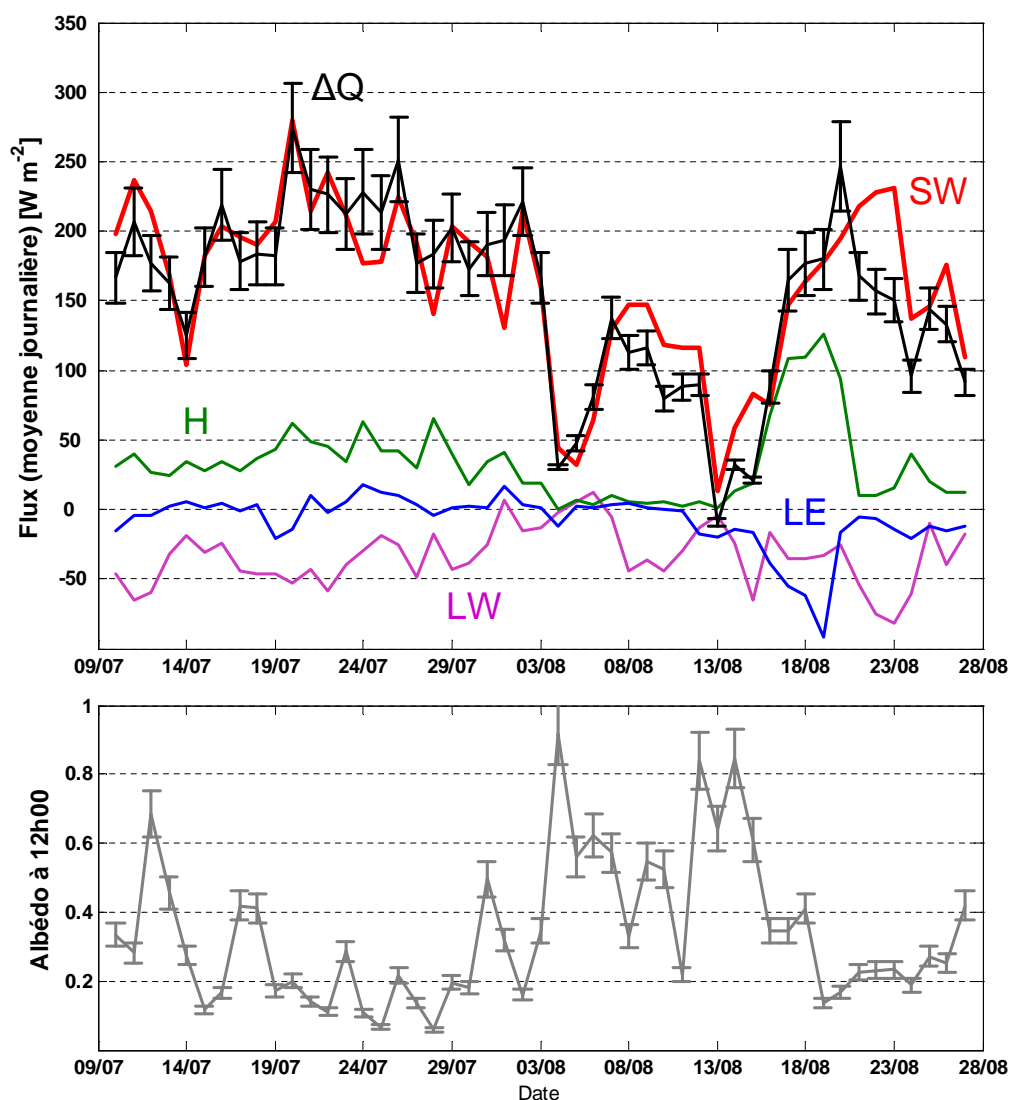


FIGURE 1.4: **Mesure du bilan énergétique de surface sur le glacier de Saint Sorlin.** Les différents flux sont définis dans l'équation 1.2. Cette figure est adaptée des travaux de Sicart *et al.* (2008). Les variations de l'albédo mesuré à 12 h sur le même site et durant la même période sont indiquées dans la partie inférieure de la figure.

Bilan d'énergie de surface et albédo

Sur la Figure 1.4 adaptée de Sicart *et al.* (2008), on retrouve la contribution des différents flux (eq. 1.2) du bilan énergétique de surface du glacier durant les mois de juillet et août 2006.

Ces mesures nous permettent de comprendre que la principale source de variabilité du bilan énergétique du glacier de Saint Sorlin durant la saison d'ablation est la variabilité du bilan radiatif courtes longueurs d'ondes, *SW* (*SW* explique 80% des variations de ΔQ , Sicart *et al.* (2008)). De plus, on remarque que cette variabilité est largement liée aux variations d'albédo. L'albédo de la surface du glacier varie durant la période considérée de 0.15 (glace sale) à 0.9 (neige fraîche). L'albédo est donc une variable essentielle du bilan énergétique de surface.

De plus, la variabilité spatiale de l'albédo est élevée. La Figure 1.5 présente deux états de surface du glacier au début et à la fin de la saison d'ablation. Les différentes zones du glacier réagissent de manière différente en terme d'albédo essentiellement en fonction de leur altitude, de leur exposition et de la pente. Une mesure ponctuelle sur le glacier n'est donc absolument pas représentative des variations d'ensemble de cette variable.



(a) 13/06/2009 - 12h00



(b) 04/08/2009 – 12h00

FIGURE 1.5: **Evolution du glacier au cours de l'été.** Photographies visibles du glacier de Saint Sorlin prises depuis la cabane (Figure 1.3) au début et à la fin de la saison d'ablation.

De plus, comme l'albédo de la surface dépend d'un très grand nombre de facteurs, la paramétrisation de cette variable est complexe et souvent peu performante (Pedersen & Winther, 2005; Gardner & Sharp, 2010).

Pour permettre un suivi plus global des variations de surface, deux appareils photographiques, un sensible aux longueurs d'onde visibles et l'autre aux proche-infrarouges, sont installés durant l'été dans la cabane et prennent de manière automatique plusieurs photos par jour du glacier, comme celles de la figure 1.5. Ce dispositif sera décrit plus en détail dans le Chapitre 3.

1.2 Télédétection et manteau neigeux

1.2.1 Eléments de télédétection

Qu'entend-on par télédétection ?

Le terme "télédétection" signifie mesure à distance. Il peut donc s'agir soit de mesure depuis l'espace, soit de mesure depuis le sol si l'instrument est éloigné de la cible. On distingue deux types de mesures par télédétection, la télédétection passive et la télédétection active. Passive signifie que l'instrument est uniquement constitué d'un détecteur, il s'agit donc de mesurer une "émission" naturelle de la surface observée ou un rayonnement naturel réfléchi par la surface. La télédétection active implique, au contraire, que l'instrument envoie un rayonnement d'une certaine longueur d'onde et qu'il mesure le rayonnement réfléchi.

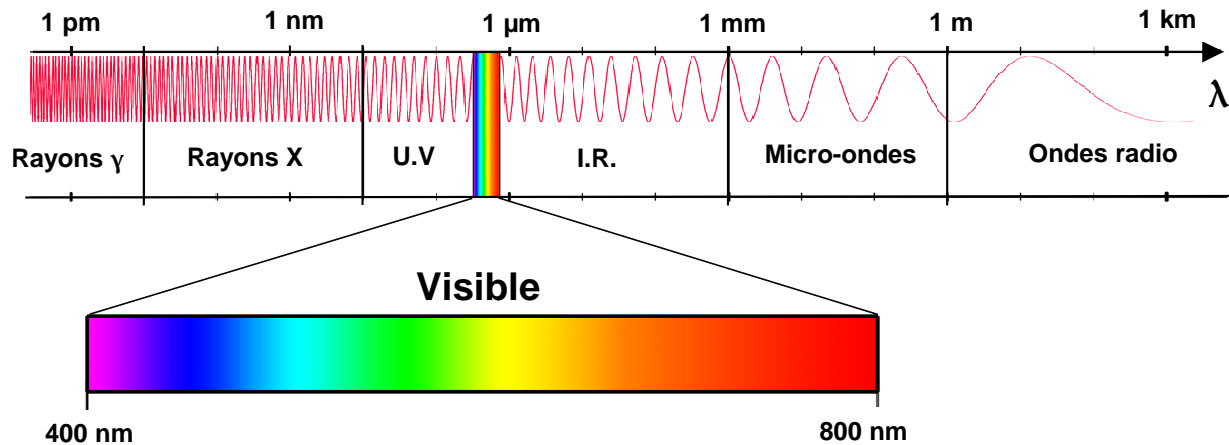


FIGURE 1.6: **Le spectre électromagnétique.** Grandes divisions du spectre électromagnétique en fonction de la longueur d'onde, λ .

Qu'observe-t-on ?

Les propriétés de la cible que l'on observe dépendent de la longueur d'onde à laquelle on s'intéresse. On peut diviser le spectre électromagnétique comme indiqué sur la Figure 1.6 (Bonn & Rochon, 1992).

Quelle que soit la longueur d'onde, lorsque l'onde électromagnétique interagit avec le milieu, deux phénomènes peuvent avoir lieu : *l'absorption* ou *la diffusion*.

- D'une part, l'absorption par le milieu va déterminer la profondeur de pénétration de l'onde. Cette profondeur de pénétration dépend de l'indice de réfraction, \tilde{n} , du milieu et de la longueur d'onde, λ , à laquelle on s'intéresse. Cet indice de réfraction peut s'écrire (p. 26, Bonnefoy, 2001) :

$$\tilde{n}(\lambda) = n(\lambda) + i\kappa(\lambda) \quad (1.6)$$

où n est la vitesse de phase qui va être responsable de la déviation de l'onde dans le milieu et κ est le coefficient d'extinction qui indique la perte par absorption lorsque l'onde pénètre dans le milieu. En fonction de cet indice $\kappa(\lambda)$, l'onde pénètre plus ou moins dans le milieu et nous donne une information qui provient de la surface ou d'une certaine épaisseur.

- D'autre part, la dimension caractéristique des diffuseurs présents dans le milieu, x , va déterminer en fonction de λ , les principes de diffusion de l'onde. Par exemple, si $x \ll \lambda$, le phénomène prédominant est la diffusion de Rayleigh. Si au contraire, $x \gg \lambda$, c'est la diffraction. La théorie de Mie (p. 33, Bonnefoy, 2001) propose par contre une solution analytique exacte pour des diffuseurs sphériques quelle que soit leur taille et en particulier si $x \approx \lambda$. L'onde nous donne donc une information sur les diffuseurs présents dans le milieu.

Ces aspects de la physique de l'interaction du rayonnement avec le milieu observé seront abordés dans le Chapitre 2.

Comme on l'a vu précédemment, le terme télédétection implique une distance entre le capteur et la cible. Dans le cas d'une observation du sol, l'onde, avant d'arriver sur le capteur interagit avec l'atmosphère qu'elle traverse : une seule fois entre la cible et le capteur dans le cas d'une mesure passive et deux fois (de la

source à la cible et de la cible au capteur) dans le cas d'une observation active. Ainsi, le capteur, en plus d'une information sur la cible, intègre une information sur l'atmosphère qu'il traverse. Pour être capable de s'affranchir de la modification du signal provenant de l'atmosphère, une bonne connaissance de celle-ci est essentielle. La correction atmosphérique est donc un point clef de l'observation du sol par télédétection.

1.2.2 Télédétection des surfaces enneigées ou englacées

Quelles propriétés physiques de la neige et de la glace la télédétection permet-elle d'observer ? En d'autres termes, quelles informations nous apportent l'interaction du rayonnement avec la glace ou la neige ?

La neige peut être considérée comme un milieu dense constitué de petits diffuseurs (grains de glace) séparés par de l'air ou parfois de l'eau liquide (Li *et al.*, 2001). Il en est de même pour la glace, même si les diffuseurs sont cette fois les bulles d'air ou les impuretés. Pour la neige, la dimension caractéristique des grains varie de 10^{-6} à 10^{-2} m. Pour la glace, les tailles caractéristiques sont encore plus variables les diffuseurs allant des bulles d'air aux fragments de rochers.

Indice de réfraction de la glace

Les propriétés radiatives de la neige sont donc dirigées par l'indice de réfraction de la glace. La Figure 1.7 présente les variations de la vitesse de phase et du coefficient d'extinction pour la glace pure en fonction de la longueur d'onde de l'ultraviolet à l'infrarouge (Warren & Brandt, 2008). On en retiendra, dans un premier temps, que $\kappa(\lambda)$ augmente globalement du bas du spectre visible (400 nm) jusqu'à l'infrarouge lointain (100 μ m) puis décroît dans le domaine des micro-ondes. En d'autres termes, la glace est transparente dans le visible et devient de plus en plus opaque dans l'infrarouge. Cette assertion est valable pour la glace pure.

Dans un manteau neigeux naturel ou pour de la glace de glacier, la présence d'eau liquide ou d'impuretés ainsi que la taille, la forme et la nature des diffuseurs modifient ce résultat. La présence par exemple de carbone suie dans le manteau neigeux diminue considérablement la transparence de celui-ci dans les longueurs d'ondes visibles. L'albédo visible peut, en effet, diminuer de 0.3 en valeur d'albédo en présence de carbone suie (Flanner *et al.*, 2007).

Quelques utilisations de la télédétection pour le suivi des surfaces enneigées et englacées

Armstrong & Brun (2008) (p.192) et Sirguey (2009b) (p.29) présentent une revue des connaissances en télédétection des surfaces enneigées. Je ne citerai ici que quelques exemples en fonction des domaines de longueurs d'onde concernés.

- **Micro-ondes passives.** Plusieurs algorithmes ont été développés pour estimer l'émissivité du manteau neigeux (Brucker, 2009). On peut ainsi remonter à des informations telles que l'épaisseur du manteau ou l'équivalent en eau sur la neige sèche (Pullianen & Hallikainen, 2001) ou la présence de neige humide (Mätzler, 1994). Le principal problème des mesures passives micro-ondes reste leur faible résolution spatiale, elles sont donc peu adaptées pour la mesure en zone montagneuse (à forte variabilité topographique).
- **Micro-ondes actives (radar).** Ces mesures ont une résolution spatiale plus élevée que les mesures passives. Le signal radar rétrodiffusé est sensible à la densité, la teneur en eau liquide, la taille et la forme des grains, la stratification du manteau et la rugosité de surface. La sensibilité du signal est de plus variable selon la polarisation considérée. Le développement d'algorithmes d'inversion des coefficients de rétrodiffusion est un sujet en plein essor depuis un certain nombre d'années (Nagler

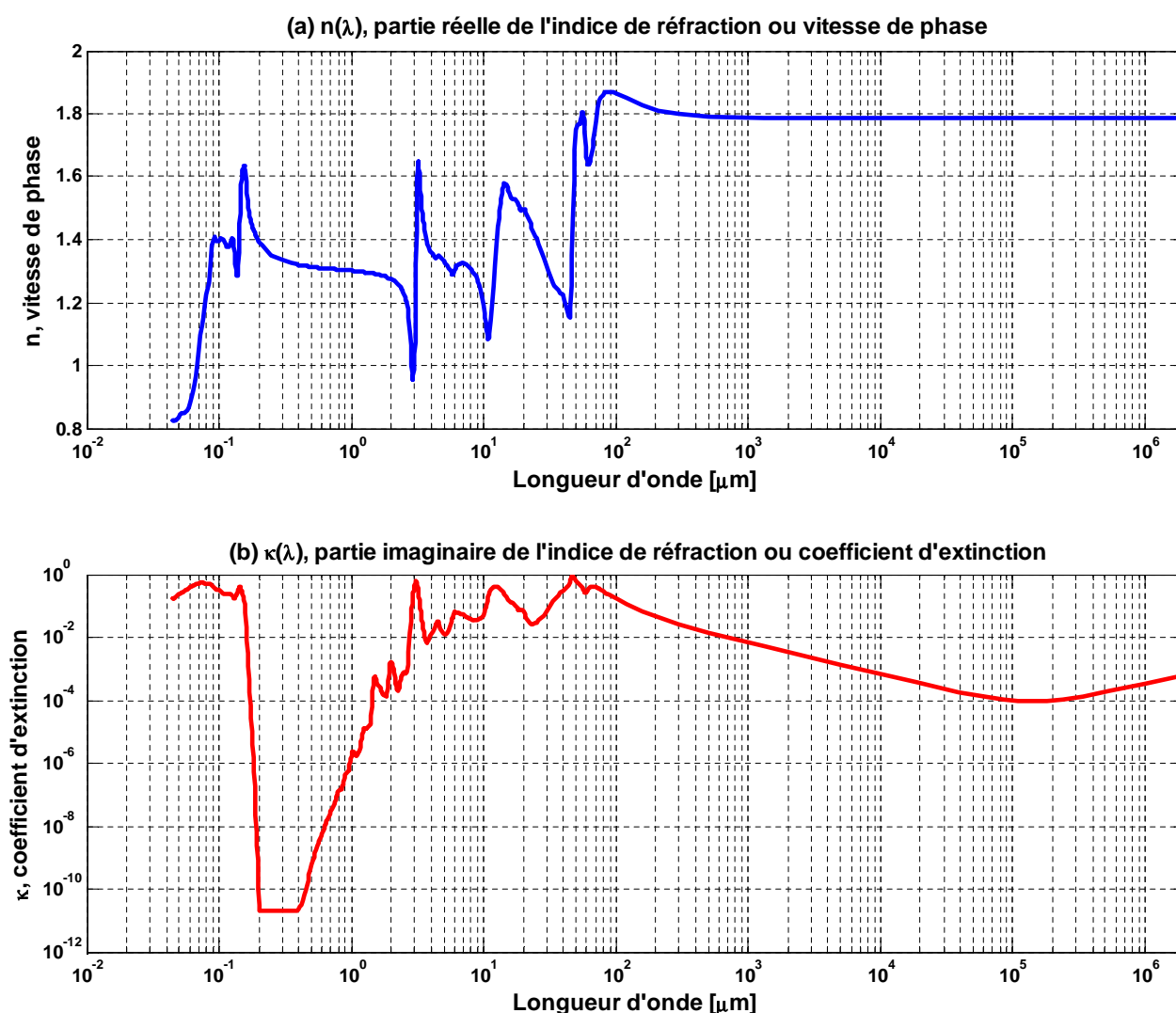


FIGURE 1.7: **Indice de réfraction de la glace.** Partie réelle (vitesse de phase, n) (a) et imaginaire (coefficient d'extinction, κ) (b) de l'indice de réfraction (Equation 1.6) de la glace en fonction de la longueur d'onde de l'ultraviolet à l'infrarouge provenant de la compilation d'un grand nombre de données. D'après Warren & Brandt (2008).

& Rott, 2000). Une approche multi-senseur et multi-polarisation est souvent préconisée, une seule longueur d'onde ne suffisant pas à couvrir la neige fraîche et la neige humide. On citera le projet CoreH₂O (http://www.esa.int/esaLP/SEMHHQ9ATME_index_0.html) d'un satellite portant un radar double-fréquence pour le suivi du manteau neigeux et des surfaces englacées. Malgré leur résolution spatiale élevée, les mesures radar ne sont pas nécessairement les plus adaptées pour le traitement des zones montagneuses à cause des phénomènes liés aux fortes variations topographiques comme les effets d'ombre ou de distorsion (Shi *et al.*, 1994).

- **Visible actif ou LIDAR (Light Detection And Ranging).** La télédétection active dans le visible (utilisation d'une source laser) permet des mesures altimétriques précises. La plupart des mesures sont aéroportées. La mission Ice Cloud and Land Elevation Satellite (ICESat) reste une des premières missions spatiales dans ce domaine. Elle a permis, en combinaison avec des données d'autres capteurs, la réalisation de modèles numériques de terrain des calottes polaires (Bamber *et al.*, 2009; Alberti & Bisaro, 2010) et l'estimation du bilan de masse de certains glaciers (Moholdt *et al.*, 2010). L'utilisation des LIDAR permet aussi une mesure précise de la rugosité de surface et de ses variations (Nolin *et al.*,

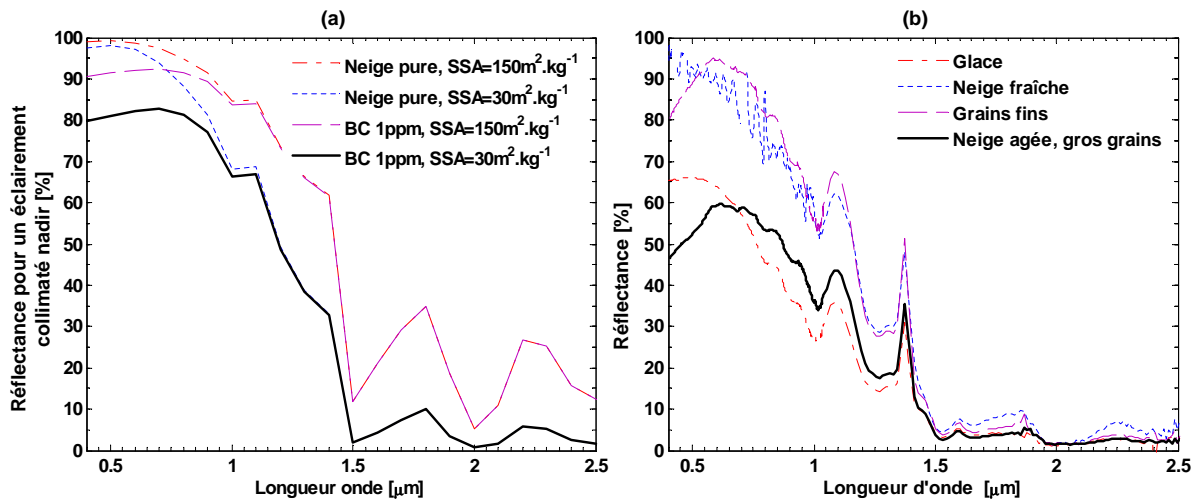


FIGURE 1.8: **Variations de l'albédo spectral en fonction du type de surface.** Cette figure représente les variations d'albédo spectral en fonction de la longueur d'onde pour différents types de neige et de glace. (a) Influence de la taille de grains et des impuretés sur la réflectance de la neige. Ces spectres sont issus de simulations DISORT (Stamnes *et al.*, 1988). Neige pure avec une Surface Spécifique (SS) de $150\text{m}^2.\text{kg}^{-1}$, neige pure $SS = 30\text{m}^2.\text{kg}^{-1}$, et neige contaminée avec du carbone suie (BC) et $SS = 150\text{m}^2.\text{kg}^{-1}$ puis neige contaminée et $SS = 30\text{m}^2.\text{kg}^{-1}$. (b) Réflectance de surfaces typiques d'un glacier. Ces résultats sont issus de mesures réalisées sur le glacier Glenmary, Ile du Sud, Nouvelle Zélande en mars 2003 (Sirguey, 2009b).

2002).

Imagerie visible et infrarouge multispectrale

Comme mentionné initialement, nous allons nous intéresser aux données de télédétection passive dans le spectre solaire ($0.15 - 4\text{μm}$), i.e. l'imagerie multispectrale visible et infrarouge. De nombreux travaux ont été déjà menés dans ce domaine et Dozier *et al.* (2009) en présentent une revue récente. Deux grands types d'études sont à distinguer :

- **La cartographie du manteau neigeux ou des glaciers.** Puisque la neige est un des matériaux les plus réfléchissants sur terre et donc contraste beaucoup avec son environnement, l'utilisation d'imagerie optique a historiquement commencé par la détermination de l'étendue des surfaces enneigées et des glaciers. Il existe plusieurs produits opérationnels d'étendue du couvert neigeux (Matson & Wiesnet, 1981; Frei & Robinson, 1999; Hall *et al.*, 2002). Les principales sources d'incertitude de ces algorithmes sont : la discrimination neige/nuage, la présence de végétation et les pixels mixtes. De nouvelles techniques de décomposition spectrale permettent d'obtenir un meilleur traitement des pixels mixtes (Nolin *et al.*, 1993; Dozier & Painter, 2004) et une fraction sous-pixel de couvert neigeux en terrain accidenté (Sirguey, 2009a).

La télédétection visible est aussi utilisée pour le calcul des bilans de masse des glaciers (Rabatel *et al.*, 2005; Berthier *et al.*, 2007) ou tout simplement pour leur inventaire (Paul *et al.*, 2002; Paul & Andreasen, 2009; Racoviteanu *et al.*, 2008).

- **La détermination des propriétés du manteau ou de la surface : albédo et taille de grains.** Outre une information binaire (présence ou non de neige ou de glace), le signal mesuré en imagerie optique, réflectance hémisphérique-conique (Schaepman-Strub *et al.*, 2006), est sensible aux propriétés physiques du manteau. Le terme de réflectance indique le rapport entre un flux réfléchi et un flux incident sur une

surface. Les angles solides d'où proviennent ces flux permettent de préciser la définition de réflectance. Ces notions sont détaillées dans le Chapitre 2. Selon la longueur d'onde considérée, l'information provient d'une plus ou moins grande épaisseur (Figure 1.7) et est sensible aux propriétés physiques telles que la taille et la forme des grains, la quantité et le type d'impuretés (Figure 1.8) (Warren & Wiscombe, 1980; Wiscombe & Warren, 1980; Warren, 1982). Comme l'indique la Figure 1.8, les longueurs d'ondes visibles et jusqu'à 1000 nm sont principalement sensibles aux impuretés et le reste du spectre à la taille et la forme des grains.

Plusieurs algorithmes ont été développés pour déterminer l'albédo de la neige/glace à partir d'imagerie visible ou proche-infrarouge. Passer de la mesure (réflectance hémisphérique-conique) à une valeur d'albédo telle qu'elle apparaît dans le bilan énergétique de surface (Equation 1.2) (réflectance bi-hémisphérique et intégrée sur le spectre solaire, Schaepman-Strub *et al.*, 2006) n'est pas une chose aisée. Cela nécessite deux extrapolations : une angulaire (passage hémisphérique-conique à bi-hémisphérique) et une spectrale que l'on appellera dans la suite de ce travail conversion bande étroite à bande large (i.e. passage des bandes de sensibilités spectrales du capteur à une intégrale sur le spectre solaire). Parmi ces algorithmes, on trouve, en particulier, le suivi des variations d'albédo du Haut Glacier d'Arolla (Knap *et al.*, 1999a,b) ou sur un glacier en Suède (Klok *et al.*, 2003) à partir des données de Landsat Thematic Mapper (TM). Greuell & Oerlemans (2004) proposent également une série d'équations pour la conversion bande-étroite à bande large pour quatre types d'imageurs : Landsat TM, AVHRR, MODIS et MISR. Beaucoup d'études ont aussi été menées pour déterminer l'albédo des surfaces enneigées (Liang *et al.*, 2005; Stroeve *et al.*, 2006; Tedesco & Kokhanovsky, 2007; Dozier *et al.*, 2009) ou la taille de grains (Lyapustin *et al.*, 2009; Painter *et al.*, 2009) à partir d'images MODIS.

De cette multitude d'études, on peut inférer la liste des principales sources d'incertitudes des algorithmes de détermination : la prise en compte de la répartition anisotrope du rayonnement réfléchi par la glace ou la neige, la conversion bande étroite à bande large, le géoréférencement et les terrains accidentés, la correction atmosphérique et la détection des nuages. La plupart des travaux précités présente des études en terrain relativement plat afin de s'affranchir du changement d'échelle entre les mesures sol et les données satellitaires et des effets de pente sur les réflectances mesurées.

1.3 Problématiques et objectifs

Des sections précédentes, nous avons fait ressortir les points suivants qui vont nous permettre de préciser les problématiques de la thèse.

1. La grande variabilité spatio-temporelle de l'albédo de surface d'un glacier et donc l'utilité de son suivi par télédétection spatiale ou terrestre ;
2. Les difficultés liées au passage de la mesure par télédétection à une valeur d'albédo utilisable pour le bilan énergétique de surface notamment la prise en compte de l'anisotropie du rayonnement réfléchi par la neige et la glace, des réflexions multiples en terrain accidenté et la conversion spectrale bandes étroites à bande large ;
3. L'importance de l'albédo dans le bilan d'énergie de surface d'un glacier tempéré et la difficulté de sa paramétrisation et donc l'utilité de l'assimilation de cette grandeur dans un modèle de neige.

1.3.1 Problématique 1 : Détermination de l'albédo des surfaces enneigées et englacées par télédétection

Afin de déterminer l'albédo des surfaces enneigées et englacées à partir de mesures de réflectance par télédétection, il est essentiel de d'abord comprendre les facteurs qui influent sur les propriétés de la réflectance de la neige et de la glace dans les différents domaines du spectre solaire (section 1.2.2). Une fois cette connaissance acquise, il sera alors possible de construire un algorithme permettant l'estimation de l'albédo de surface à partir de données de télédétection.

1.3.1 A) PROBLÉMATIQUE 1A : RÉFLECTANCE DE LA NEIGE ET DE LA GLACE (CHAPITRE 2)

Les objectifs de ce chapitre sont d'une part, de comprendre les différentes grandeurs liées à la réflectance et à l'albédo ainsi que l'influence des propriétés physiques du manteau et des caractéristiques du rayonnement incident sur l'albédo de la neige et de la glace. D'autre part, nous tenterons de mesurer, comprendre et modéliser la répartition angulaire du rayonnement réfléchi par la glace ou la neige.

Afin de réaliser les objectifs exposés ci-dessus, nous utiliserons, des modèles capables de simuler l'albédo ou la réflectance bi-directionnelle (Schaeppman-Strub *et al.*, 2006) de la neige/glace :

- le modèle DISORT (Stamnes *et al.*, 1988) pour l'influence des impuretés, de la taille de grains et du rayonnement incident, qui est un modèle de transfert radiatif permettant de simuler un milieu dense et utilise la théorie de Mie (particules sphériques) ;
- le modèle développé dans Mishchenko *et al.* (1999) qui est également un modèle de transfert radiatif mais qui permet de simuler différentes formes de grains et de comprendre la répartition angulaire du rayonnement ;
- le modèle SnowRAT (Picard *et al.*, 2008), modèle de lancé de rayons qui permet de tester aussi différentes formes de grains et de comprendre la répartition angulaire du rayonnement.

Les deux modèles de simulation de la réflectance bi-directionnelle sont choisis de par leur traitement différent des interactions du rayonnement avec le milieu : traitement continu pour Mishchenko *et al.* (1999) et traitement discret pour SnowRAT. Ceci permet de mieux comprendre et séparer les différents processus physiques impliqués dans la répartition angulaire du rayonnement.

Pour la mesure précise de la réflectance de la neige et de la glace, nous allons utiliser le spectrogonioradiomètre développé au Laboratoire de Planétologie de Grenoble (Bonnefoy, 2001; Brissaud *et al.*, 2004). Cet instrument permet une étude approfondie spectrale et angulaire de la réflectance sur des échantillons naturels de glace et de neige.

1.3.1 B) PROBLÉMATIQUE 1B : ALGORITHME DE DÉTERMINATION DE L'ALBÉDO (CHAPITRE 3 ET 4)

Les chapitres 3 et 4 visent tout d'abord à comprendre quelle grandeur est précisément mesurée par télédétection. Ils étudient et proposent des solutions afin de pouvoir :

1. s'affranchir de la contribution atmosphérique au signal mesuré ;
2. modéliser les interactions des rayonnements incidents et réfléchis avec une topographie fortement accidentée ;
3. passer d'une mesure angulaire à une valeur hémisphérique (correction d'anisotropie) ;

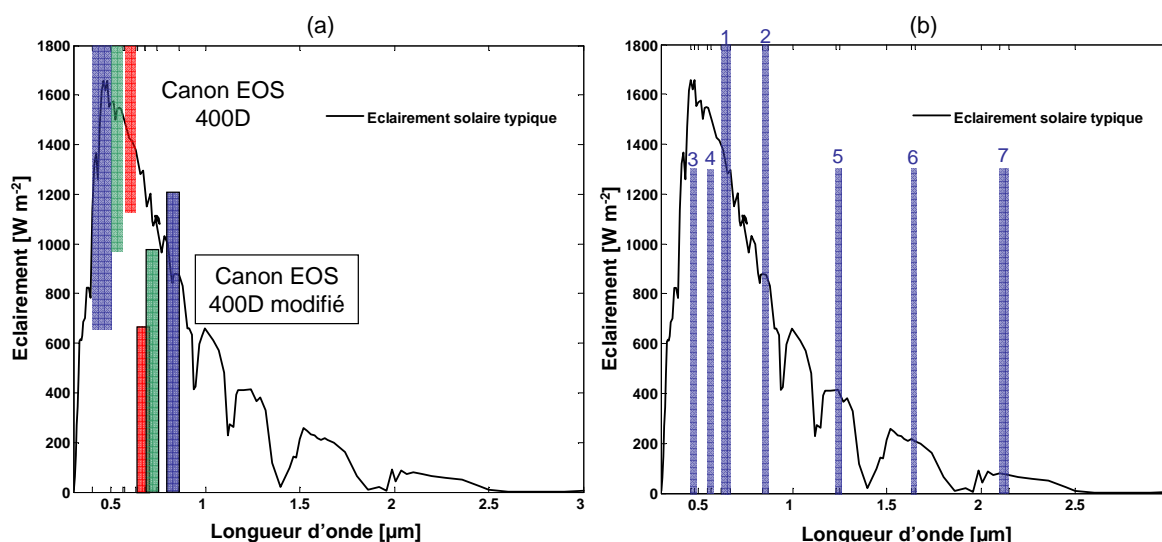


FIGURE 1.9: **Sensibilité spectrale des capteurs utilisés.** Les courbes en noir représentent la répartition spectrale d'un éclairement solaire typique ciel clair sur le glacier de Saint Sorlin durant l'été à 12h00. Les rectangles donnent une représentation schématique des bandes de sensibilité des capteurs utilisés dans ce travail. (a) Appareils photographiques numériques Canon EOS 400D et Canon EOS 400D modifié. Ces données proviennent de mesures réalisées grâce au spectro-goniométrique (Brissaud *et al.*, 2004, cf Annexe C). (b) Bandes 1 à 7 du capteur MODIS (Barnes *et al.*, 1998). Les 2 premières bandes sont fournies à 250 m de résolution (500 m pour les bandes 3 à 7).

4. extrapoler des mesures spectralement discrètes à une intégrale sur l'ensemble du spectre solaire (conversion bandes étroites à bande large).

Les méthodes développées sont appliquées à deux types de données différentes :

- des photographies terrestres visibles et proche infrarouges (Chapitre 3) ;
- des images MODIS visibles et infrarouges (Chapitre 4).

Photographies terrestres visibles et infrarouges proches, Chapitre 3

Comme expliqué dans la section 1.1.3, nous allons utiliser des photographies numériques du glacier prises de manière automatique, plusieurs fois par jour, tout au long de l'été. Ces photographies proviennent de deux appareils photographiques numériques ; un appareil classique Canon EOS 400D et un appareil dont le capteur a été modifié (Canon EOS 400D modifié) afin de n'être sensible qu'au haut du spectre visible et au proche infrarouge. Les bandes de sensibilité spectrale des appareils sont indiquées sur la Figure 1.9. Ces données sont sélectionnées car elles ont l'avantage de posséder une haute résolution spatiale (projection sur des pixels de $10 \times 10 \text{ m}^2$) et temporelle (1 à 3 photos par jour).

Images MODIS (bandes 1-7), Chapitre 4

Le capteur MODerate resolution Imaging Spectro-radiometer (MODIS) sur TERRA acquiert des données depuis février 2000. Un capteur identique fonctionne également sur le satellite AQUA depuis mai 2002. Ce capteur possède 36 bandes de sensibilité spectrale (Figure 1.9) qui s'étendent du visible jusqu'à l'infrarouge thermique à 3 résolutions spatiales différentes au nadir (250 m pour les bandes 1 et 2, 500 m pour les bandes 3 à 7 et 1 km pour le reste) (Barnes *et al.*, 1998). Sa résolution spatiale et temporelle (quasi-journalière), ses capacités spectrales et la grande disponibilité des données en font un outil parfait pour notre travail. De plus, de nombreuses études ont été précédemment menées pour le suivi des glaciers et des couverts neigeux

à partir de ces données (cf section 1.2.2 et Hall *et al.*, 2002; Hall & Riggs, 2007; Sirguey *et al.*, 2009) . Ces études fournissent donc une base de travail solide pour développer un algorithme qui répond à nos objectifs.

Les algorithmes présentés dans les chapitres 3 et 4 sont testés et évalués à l'aide de mesures de terrain sur le glacier de Saint Sorlin (section 1.1.3) durant les étés 2008 et 2009. La fin du chapitre 4 présente une application de la méthode pour la totalité des données MODIS existantes à savoir depuis février 2000.

A la base de ce travail, deux thèses ont été les principales sources d'inspiration :

1. Corripio (2001) (Corripio, 2004) qui a développé une méthode de détermination de l'albédo d'un glacier à partir de photographies terrestres. Cet algorithme ne prend, cependant, à l'origine pas en compte l'anisotropie de la neige et de la glace. De plus, la conversion bande-étroite à bande-large est simplement basée sur une relation de proportionnalité avec un point du glacier où l'albédo est connu (mesuré).
2. Sirguey (2009b) (Sirguey, 2009a; Sirguey *et al.*, 2009) qui propose un algorithme basé sur une décomposition spectrale permettant de calculer une fraction sous-pixel de couvert neigeux. Cet algorithme utilise les 7 premières bandes de MODIS et aboutit à un résultat dont la résolution spatiale est de 250 m (utilisation d'un processus de fusion pour le reéchantillonnage). Il a, de plus, été développé pour une utilisation en terrain de montagne mais ne prend pas en compte l'anisotropie du rayonnement réfléchi par les neige ou la glace.

1.3.2 Problématique 2 : Modélisation du bilan de masse spatialisé d'un glacier tempéré

L'objectif de cette problématique est d'évaluer la faisabilité de la modélisation du bilan de masse spatialisé d'un glacier tempéré en utilisant conjointement :

- des forçages météorologiques moyenne échelle,
- un modèle d'évolution du manteau neigeux,
- les cartes d'albédo issues des chapitres précédents.

Ce travail se divise en deux études.

1.3.2 A) PROBLÉMATIQUE 2A : EVALUATION D'UN MODÈLE DE NEIGE POUR LA SIMULATION DU BILAN DE MASSE SPATIALISÉ (CHAPITRE 5)

Il s'agit, tout d'abord, d'évaluer la qualité de la modélisation du bilan de masse spatialisé d'un glacier avec un modèle de métamorphisme du manteau neigeux. Il faudra, ensuite, comprendre la sensibilité du modèle vis à vis des différents flux impliqués dans le bilan d'énergie (Eq. 1.2). Enfin, l'impact de la qualité des données météorologiques utilisées en entrée sur les estimations du bilan de masse est évalué.

Le modèle de neige choisi pour cette étude est le modèle CROCUS (Brun *et al.*, 1989, 1992). Développé par Météo-France, il est utilisé dans le cadre de la prévision opérationnelle du risque d'avalanche depuis 1992. CROCUS est un modèle unidimensionnel d'évolution du manteau neigeux. A partir d'un manteau neigeux initial, il est capable de simuler l'évolution de ce manteau en fonction des variables météorologiques. Sur les Alpes, ces variables météorologiques proviennent du modèle SAFRAN (Durand *et al.*, 1993). CROCUS produit en sortie un manteau neigeux en couches, chaque couche étant caractérisée par le type de grains (dendricité, sphéricité, taille), l'épaisseur, la température, la densité, la teneur en liquide et une variable his-

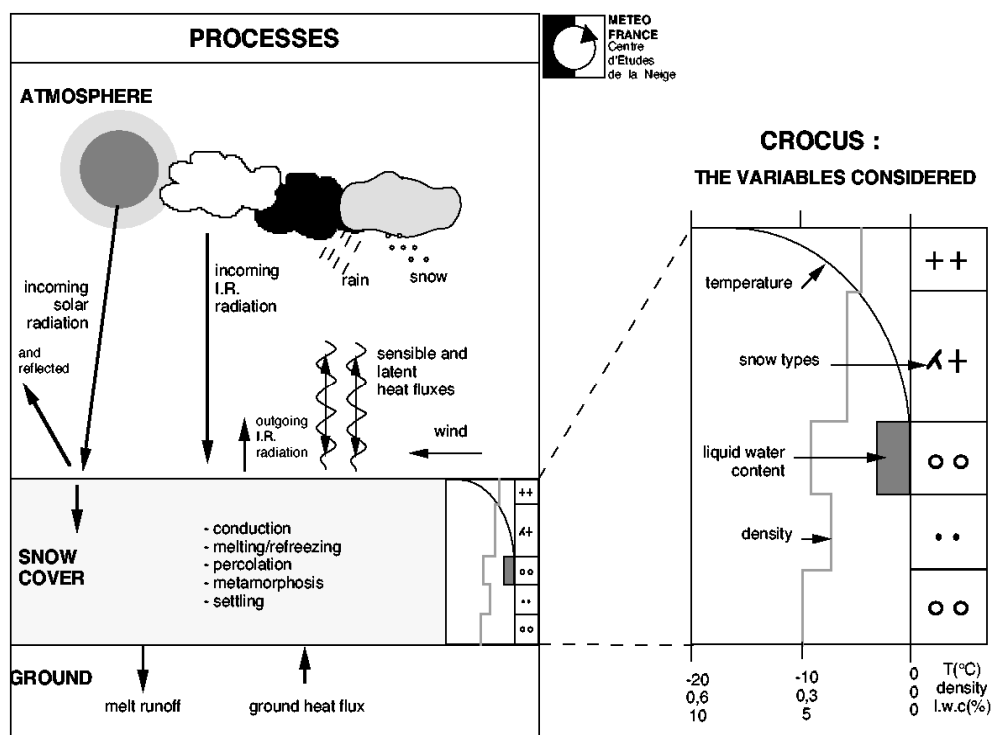


FIGURE 1.10: Schéma de principe de CROCUS.

torique pour la gestion des métamorphoses (Figure 1.10). CROCUS ne prend en compte aucune observation nivologique, l'erreur sur le manteau simulé se cumule ainsi au cours de l'année ou de la saison.

Ce modèle a été choisi, d'une part, parce qu'il utilise et fait évoluer de nombreux paramètres physiques du manteau ce qui rend possible l'utilisation de méthode d'assimilation pour inclure des observations nivologiques (albédo ou autres) dans la simulation et permet une compréhension physique des phénomènes qui entrent en jeu dans le bilan de masse du glacier. D'autre part, une version spatialisée pour le calcul du bilan de masse d'un glacier a déjà été développée et étudiée (Gerbaux, 2005; Lejeune, 2009).

Deux thèses ont été les principales sources d'inspirations de ce travail :

1. Gerbaux (2005) (Gerbaux *et al.*, 2005) qui propose une modélisation spatialisée du bilan de masse sur le glacier de Saint Sorlin à l'aide de CROCUS et étudie grâce à ce modèle l'impact du changement climatique sur ce glacier ;
2. Lejeune (2009) (Lejeune *et al.*, 2007) qui propose une modélisation spatialisée du bilan de masse sur le glacier et la moraine du Zongo avec le modèle de neige CROCUS et le modèle de sol ISBA afin de mieux comprendre le bilan hydrologique du bassin versant.

Les simulations sont testées et évaluées à l'aide de mesures terrain sur le glacier de Saint Sorlin (section 1.1.3) durant cinq années hydrologiques.

1.3.2 B) PROBLÉMATIQUE 2B : IMPACT DE L'ASSIMILATION DES DONNÉES D'ALBÉDO POUR LA SIMULATION DU BILAN DE MASSE SPATIALISÉ (CHAPITRE 5)

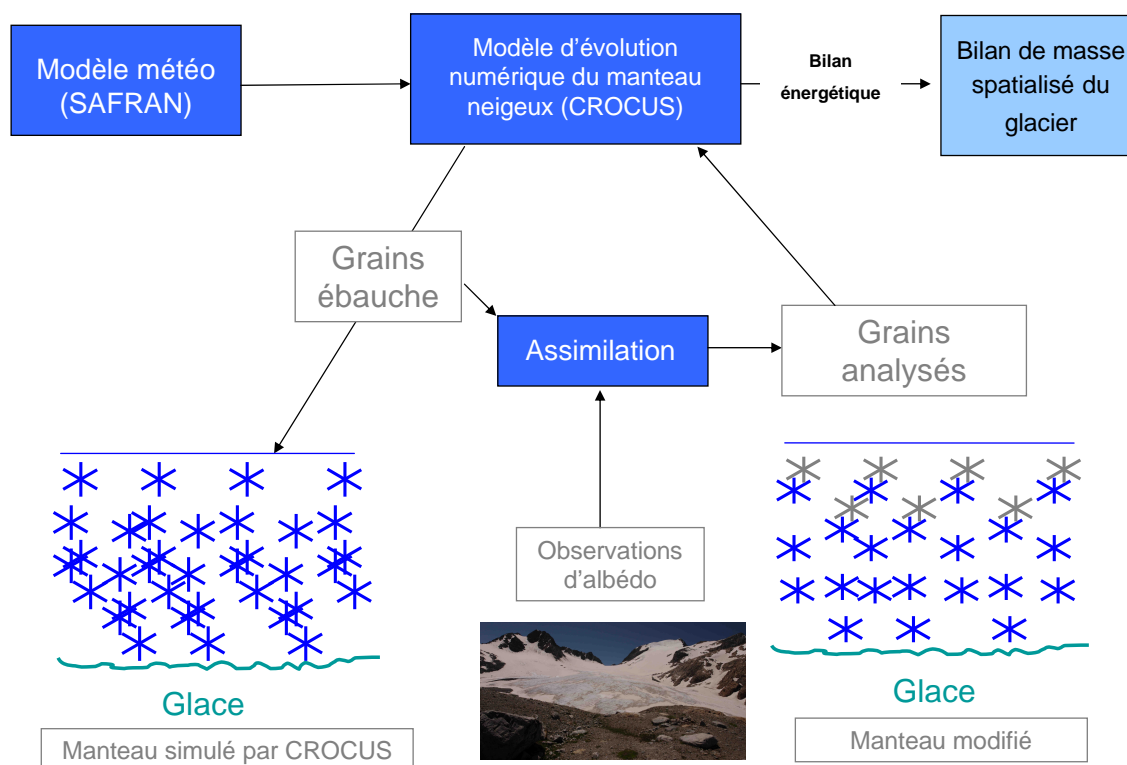


FIGURE 1.11: Schéma de principe de la méthode d'assimilation des observations d'albédo.

Il s'agit, tout d'abord, de développer et tester une méthode d'assimilation d'observations d'albédo dans le modèle CROCUS puis d'adapter cette méthode au modèle de bilan de masse spatialisé. La dernière étape consiste en l'évaluation de l'impact de cette assimilation/forçage sur la simulation spatialisée du bilan de masse du glacier.

Afin d'intégrer les observations d'albédo, nous avons choisi d'utiliser une méthode d'assimilation variationnelle (autant que le modèle le permet). Cette méthode, qui a déjà fait ses preuves dans de nombreux domaines (prévision météorologique opérationnelle entre autres (Courtier *et al.*, 1998)), permet de modifier, au fur et à mesure que les observations sont disponibles, le manteau simulé (Fig. 1.11). Elle relie ainsi des observations et des variables modèles de manière non linéaire. C'est la première fois que cette méthode est appliquée à CROCUS.

Le méthode d'assimilation (modèle adjoint, Fig. 1.11) est testée en un seul point pour un manteau neigeux saisonnier sur le site du Col de Porte, où une très grande quantité d'observations est disponible. Les simulations de bilan de masse spatialisé sont, ensuite, testées et évaluées à l'aide de mesures terrain sur le glacier de Saint Sorlin (section 1.1.3) durant 5 années hydrologiques et comparées aux simulations qui n'intègrent pas d'observations d'albédo (section 1.3.2a)).

CHAPITRE 2

RÉFLECTANCE DE LA NEIGE ET DE LA GLACE

Abstract

This chapter reads detailed definitions of Bidirectional Reflectance Distribution Function (BRDF), anisotropy factor and albedo. It describes BRDF measurements over natural snow with a spectro-gonioradiometer. These measurements are one of the first sets of direct BRDF snow measurements over a wide range of lighting and viewing geometry. They were compared to BRDF calculated with two optical models. This study shows that spectral variations of BRDF and albedo can be divided into two spectral ranges : the first one characterized by a weak absorption and so a high value of spectral albedo and a nearly constant anisotropy factor and the second one characterized by strong absorption. The spectral albedo is, then, small and the anisotropy factor largely departs from unity. Within this spectral range, a strong forward scattering peak occurs. In addition, the effect of the incident angle on albedo and BRDF is investigated. Thus, this chapter allows the estimation of the error implied while considering snow and ice as Lambertian surface and proposes anisotropy factor values for correction of this hypothesis.

Résumé

Ce chapitre définit les grandeurs de réflectance bi-directionnelle (BRDF), de facteur d'anisotropie et d'albédo. Il présente les résultats de mesure de BRDF réalisées sur des échantillons de neige naturelle grâce à un spectro-gonioradiomètre. Ces mesures sont innovantes dans la mesure où elles constituent un des premiers ensembles de mesures directes de BRDF sur un si grand domaine spectral et angulaire. Les résultats sont comparés à des simulations issues de deux modèles optiques. Cette étude montre que l'on peut séparer deux domaines spectraux pour les variations de l'albédo et de la BRDF : un domaine de faible absorption avec un albédo spectral élevé et un comportement proche de l'isotropie, un domaine à forte absorption, et donc un albédo spectral faible, où l'anisotropie est beaucoup plus marquée et où apparaît, plus spécifiquement, un pic de diffusion vers l'avant. L'impact de l'angle d'incidence sur la BRDF et l'albédo est également étudié. Ce chapitre permet ainsi d'évaluer l'erreur commise lorsque l'on considère la neige et la glace comme des surfaces lambertiennes et propose des facteurs d'anisotropie permettant de s'affranchir de la nécessité de cette hypothèse.

Introduction

Ce chapitre présente une étude des propriétés optiques de la neige et de la glace. Il précise, tout d'abord (Section 2.1), les définitions des grandeurs en lien avec la réflectance et l'albédo, définitions qui seront utilisées dans toute la suite de ce travail. La section 2.2 présente les grandes lignes de l'influence des propriétés du rayonnement incident et des propriétés physiques du milieu sur la valeur de l'albédo de la surface observée. La section 2.3 est une étude précise de la réflectance bi-directionnelle de la neige. Elle présente, tout d'abord, les mesures effectuées sur des échantillons de neige naturelle grâce au spectro-gonioradiomètre du Laboratoire de Planétologie de Grenoble (Brissaud *et al.*, 2004) puis compare ces mesures aux résultats de deux modèles (Mishchenko *et al.*, 1999; Picard *et al.*, 2008). Ces mesures et simulations permettent de mieux comprendre la répartition angulaire de rayonnement réfléchi par la neige ainsi que sa sensibilité à l'éclairement incident et aux propriétés physiques du milieu observé. Cette étude a fait l'objet d'une publication dans *Atmospheric Chemistry and Physics* (Dumont *et al.*, 2010).

De plus, deux annexes sont à prendre en compte pour ce chapitre.

- Les compléments attachés à Dumont *et al.* (2010) qui décrivent la presque intégralité des mesures de réflectance effectuées sur la neige dans le cadre de cette étude. Ils sont disponibles à l'adresse suivante : <http://www.atmos-chem-phys.net/10/2507/2010/acp-10-2507-2010-supplement.pdf>.
- L'annexe A présente les résultats préliminaires des mesures de BRDF effectuées comme pour l'étude précédente mais sur un échantillon de glace de glacier.

2.1 Quelques définitions

Derrière la notion d'albédo se cache une multitude de définitions possibles. Dans cette section, on définit de manière rigoureuse, les grandeurs liées à l'albédo et à la réflectance qui seront utiles dans la suite de ce travail. Ces définitions sont principalement adaptées de trois ouvrages, à savoir Nicodemus *et al.* (1977); Bonnefoy (2001); Schaepman-Strub *et al.* (2006).

2.1.1 Configuration géométrique

La notion de réflectance implique le rapport entre une quantité de rayonnement réfléchi par une surface et un rayonnement incident sur la même surface. Les angles solides dont proviennent ces quantités peuvent varier. En d'autres termes, l'éclairement incident peut être collimaté, provenir d'un cône ou d'un hémisphère tout entier. Il en est de même pour le rayonnement réfléchi. Les combinaisons de ces deux domaines angulaires donnent l'ensemble des définitions possibles de la réflectance. Ces différentes possibilités sont regroupées sur la Figure 2.1 (Schaepman-Strub *et al.*, 2006).

Deux directions sont donc nécessaires pour définir les grandeurs, la direction incidente avec un angle zénithal, θ_i et un azimuth ϕ_i et une direction d'observation définie par les angles θ_v et ϕ_v . Ces angles sont définis sur la Figure 2.2.

2.1.2 La réflectance bidirectionnelle et la BRDF, $\rho(\theta_i, \theta_v, \phi_i, \phi_v, \lambda)$

La réflectance bidirectionnelle dont la distribution angulaire est la Bidirectional Reflectance Distribution Function (BRDF), $\rho(\theta_i, \theta_v, \phi_i, \phi_v, \lambda)$ correspond au cas 1 de la Figure 2.1, c'est-à-dire au rapport entre la radiance réfléchie dans un angle solide infinitésimal, $L(\theta_i, \theta_v, \phi_i, \phi_v, \lambda)$ et l'irradiance d'un faisceau collimaté

Incident/Réfléchi	Directionnel	Conique	Hémisphérique
Directionnel	1. Bidirectionnel 	2. Directionnel-conique 	3. Directionnel-hémisphérique
Conique	4. Conique-directionnel 	5. Bi-conique 	6. Conique-hémisphérique
Hémisphérique	7. Hémisphérique-directionnel 	8. Hémisphérique-conique 	9. Bi-hémisphérique

FIGURE 2.1: **Les différentes notions de réflectance.** Cette figure représente les différentes configurations géométriques possibles pour l'éclairement incident, en ligne, et le rayonnement réfléchi, en colonne, donnant lieu aux différentes définitions possibles de la réflectance. La couleur jaune réfère à la quantité incidente et verte à la quantité réfléchie. Les graphiques grisés correspondent aux cas de quantités mesurables. Cette figure est adaptée de Schaepman-Strub *et al.* (2006).

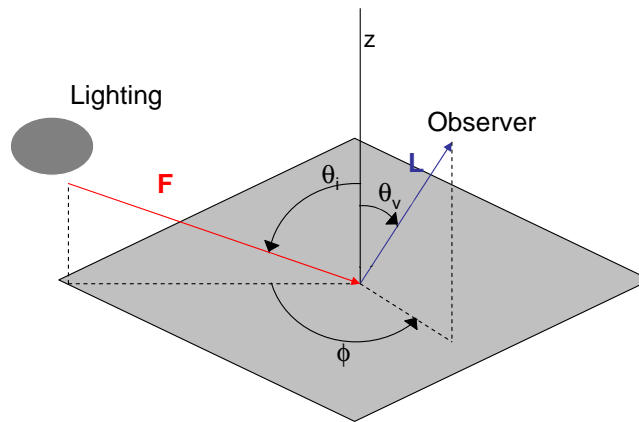


FIGURE 2.2: **Configuration géométrique d'éclairement et d'observation.** L'angle ϕ est l'azimut relatif entre l'éclairement et l'observation soit $\phi = \phi_v - \phi_i$ (Dumont *et al.*, 2010).

incident, $F(\theta_i, \phi_i, \lambda)$. λ désigne la longueur d'onde à laquelle on s'intéresse. On a donc :

$$\rho(\theta_i, \phi_i, \theta_v, \phi_v, \lambda) = \frac{L(\theta_i, \phi_i, \theta_v, \phi_v, \lambda)}{F(\theta_i, \phi_i, \lambda)}, \quad [\text{sr}^{-1}] \quad (2.1)$$

Si l'on ne considère pas d'orientation préférentielle ni de macrorugosité de la surface observée, la BRDF ne dépend que de l'azimut relatif entre l'éclairement et l'observation, $\phi = \phi_v - \phi_i$ (Warren *et al.*, 1998b) et est symétrique par rapport au plan principal qui contient le faisceau incident et la normale à la surface (Hudson *et al.*, 2006).

La BRDF varie avec les caractéristiques physiques de la surface observée, les géométries d'éclairement et d'observation et la longueur d'onde. Elle n'est pas, rigoureusement, une grandeur mesurable puisqu'elle

suppose une observation et un éclairage réduits à des angles solides infinitésimaux. Cependant, si l'on possède un faisceau suffisamment collimaté et un détecteur avec un champ de vue suffisamment fin, on est alors en mesure d'obtenir une valeur approchée de la BRDF ainsi qu'il est montré dans la Section 2.3.

2.1.3 La réflectance directionnelle-hémisphérique, $\alpha(\theta_i, \lambda)$

La réflectance directionnelle-hémisphérique, $\alpha(\theta_i, \lambda)$, qui sera nommée dans la suite de ce travail, albédo spectral, correspond au cas 3 de la Figure 2.1, i.e. à un éclairage collimaté et une observation hémisphérique. La projection de l'angle solide infinitésimal étant définie par $d\Omega = \sin \theta \cos \theta d\theta d\phi$, on a

$$\alpha(\theta_i, \lambda) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \rho(\theta_i, \theta_v, \phi, \lambda) d\Omega = \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \rho(\theta_i, \theta_v, \phi, \lambda) \cos \theta_v \sin \theta_v d\theta_v d\phi. \quad (2.2)$$

Cette grandeur est sans dimension. Elle varie entre 0 et 1 si la surface observée n'est pas une source lumineuse.

2.1.4 Le facteur d'anisotropie, $R(\theta_i, \theta_v, \phi, \lambda)$

A l'aide des deux grandeurs précédemment citées, on peut définir le facteur d'anisotropie, $R(\theta_i, \theta_v, \phi, \lambda)$, par :

$$R(\theta_i, \theta_v, \phi, \lambda) = \pi \frac{\rho(\theta_i, \theta_v, \phi, \lambda)}{\alpha(\theta_i, \lambda)}. \quad (2.3)$$

Le facteur d'anisotropie est une grandeur sans dimension, il correspond à la valeur de la BRDF normalisée par l'albédo spectral. Il est donc un très bon indicateur de la répartition angulaire du rayonnement réfléchi. En d'autres termes, si une surface diffuse parfaitement, i.e. elle renvoie la même quantité de rayonnement dans toutes les directions, son facteur d'anisotropie sera constant et égal à l'unité. Ces surfaces sont appelées lambertiennes.

La plupart des surfaces naturelles ne sont pas lambertiennes. C'est, en particulier, le cas pour la neige et pour la glace (Warren, 1982). Pour une surface non lambertienne, un facteur d'anisotropie supérieur à l'unité dans une direction indique que la surface diffuse préférentiellement dans cette direction.

L'intégrale sur l'hémisphère du facteur d'anisotropie vaut 1.

2.1.5 L'albédo bolométrique, A

Passons maintenant à la grandeur qui apparaît dans le bilan énergétique d'une surface et que l'on a jusqu'à présent nommée albédo (Equation 1.2). Cette grandeur est en fait un albédo bolométrique ou encore bi-hémisphérique (cas 9 sur la Figure 2.1) bande large (intégré sur tout le spectre solaire). Elle peut s'écrire

$$A = \frac{\int_{\Delta\lambda} \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \alpha(\theta_i, \lambda) L_i(\theta_i, \phi_i, \lambda) \cos \theta_i \sin \theta_i d\theta_i d\phi_i d\lambda}{\int_{\Delta\lambda} \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} L_i(\theta_i, \phi_i, \lambda) \cos \theta_i \sin \theta_i d\theta_i d\phi_i d\lambda} \quad (2.4)$$

où $L_i(\theta_i, \phi_i, \lambda)$ est la distribution de l'irradiance incidente [$\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$] et $\Delta\lambda = [0.3; 3] \mu\text{m}$ est le domaine spectral où se situe la quasi-totalité du rayonnement solaire.

Comme l'albédo spectral, A varie de 0 à 1 si la surface considérée n'est pas une source de lumière et est sans dimension. Cette grandeur dépend bien sûr des propriétés physiques de la surface ainsi que des caractéristiques angulaire et spectrale du rayonnement incident. Elle représente le rapport entre le rayonnement qui repart dans toutes les directions et sur la totalité du spectre solaire au rayonnement solaire incident.

C'est cette grandeur (ou une estimation de cette grandeur) qui est mesurée en général sur le terrain (Section 1.1.3) et qui est en lien direct avec le bilan énergétique de surface.

2.1.6 Grandeurs mesurées par télédétection

On comprend ainsi que la grandeur mesurée par télédétection passive correspond au cas 8 de la Figure 2.1. En effet, l'éclairement naturel d'une surface provient de toutes les directions de l'hémisphère tandis que le détecteur de l'instrument possède un champ de vue limité et non infinitésimal. Dans la suite, on voit donc que pour obtenir une estimation de A à partir d'une réflectance hémisphérique-conique, il est, entre autres, nécessaire de :

- connaître la répartition angulaire du rayonnement réfléchi pour passer d'une valeur conique à une valeur hémisphérique (section 2.3) ;
- connaître les variations spectrales de la réflectance directionnelle-hémisphérique afin d'effectuer une intégration sur le spectre solaire (section 2.2).

2.2 Facteurs déterminants pour les variations de l'albédo de la neige et de la glace

Cette section présente dans les grandes lignes les principales variations de l'albédo de la neige et de la glace en fonction des caractéristiques de l'éclairement et des propriétés physiques de la neige/glace. De nombreuses études ont été déjà menées sur le sujet depuis quelques décennies (Wiscombe & Warren, 1980; Warren & Wiscombe, 1980; Warren, 1982, 1984). Une synthèse récente de ces travaux est présentée dans Dozier *et al.* (2009) et Gardner & Sharp (2010).

Les figures présentées dans cette section sont issues de simulations du modèle Discrete Ordinate Radiative Transfer (DISORT, Stamnes *et al.*, 1988, section 1.3.1). Ce modèle de transfert radiatif permet la simulation de l'albédo spectral de la neige. Cependant, il utilise la théorie de Mie. Les grains de glace sont donc considérés comme sphériques et on ne peut tester l'influence de la forme des particules.

2.2.1 Influence des caractéristiques de l'éclairement incident

Angle zénithal

La figure 2.3 présente les variations de l'albédo spectral avec l'angle d'incidence θ_i , pour une neige pure avec des grains de taille moyenne. Quelle que soit la longueur d'onde, l'albédo spectral augmente avec l'angle d'incidence. Ce phénomène peut s'imaginer de la manière suivante : lorsqu'un photon pénètre dans le manteau neigeux avec une incidence faible, il a tendance à pénétrer plus profondément que s'il entre avec une incidence rasante et aura ensuite plus de mal à faire 'demi-tour', avant d'être absorbé, pour ressortir du manteau.

On comprend donc ainsi que :

- l'albédo d'une surface évolue au cours d'une journée, même si la surface ne change pas, avec l'angle zénithal du soleil ;
- la pente de la surface a un effet non négligeable sur l'albédo de celle-ci puisqu'elle modifie l'angle d'incidence effectif.

La sensibilité spectrale de la variation avec θ_i est discutée dans la section 2.3.

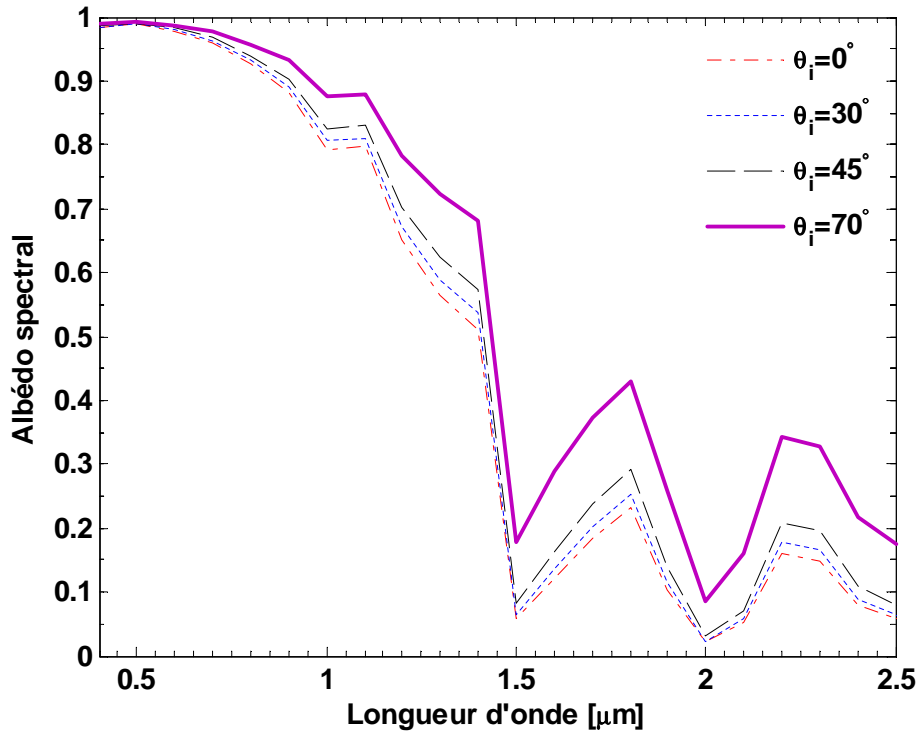


FIGURE 2.3: **Influence de l'angle d'incidence.** Variations de l'albédo spectral de la neige pure ($SSA = 80 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$) avec la longueur d'onde. Les différentes courbes correspondent à différentes valeurs de l'angle d'incidence θ_i . Ces spectres sont issus de simulations DISORT (Stamnes *et al.*, 1988).

Répartition spectrale et angulaire du rayonnement incident

Compte tenu de l'équation 2.4, l'albédo spectral est intégré avec pondération par l'éclairement pour donner l'albédo bolométrique large-bande. La répartition spectrale et angulaire de l'éclairement incident a, donc, une grande influence sur la valeur finale de A . Une même surface, un jour de beau temps ou un jour nuageux n'aura pas la même valeur d'albédo d'une part, parce que les nuages modifient la répartition spectrale de l'éclairement solaire (i.e. ils donnent plus d'importance à certaines longueurs d'onde) et d'autre part, parce que l'éclairement devient alors complètement diffus (Munneke, 2009). Cette remarque permet alors de définir les grandeurs, souvent rencontrées dans la littérature, d'albédo diffus et d'albédo ciel clair.

2.2.2 Influence des propriétés physiques du milieu

Outre les caractéristiques de l'éclairement incident, les propriétés physiques du milieu observé ont une influence considérable sur la valeur de l'albédo spectral.

Taille et forme des grains

Les cristaux puis les grains de neige sont de tailles et de formes extrêmement variables. Parmi toutes les définitions existantes relatives à la taille de grains (Aoki *et al.*, 2000), nous nous concentrerons sur une seule définition, celle de la Surface Spécifique (Specific Surface Area, SSA) (Legagneux *et al.*, 2002). La SSA est liée au rapport entre S , la surface du grain et V , son volume. Soit

$$SSA = \frac{S}{V\rho_{ice}} \text{ [m}^2 \text{ kg}^{-1}] \quad (2.5)$$

où $\rho_{ice} = 917 \text{ kg.m}^{-3}$ est la masse volumique de la glace.

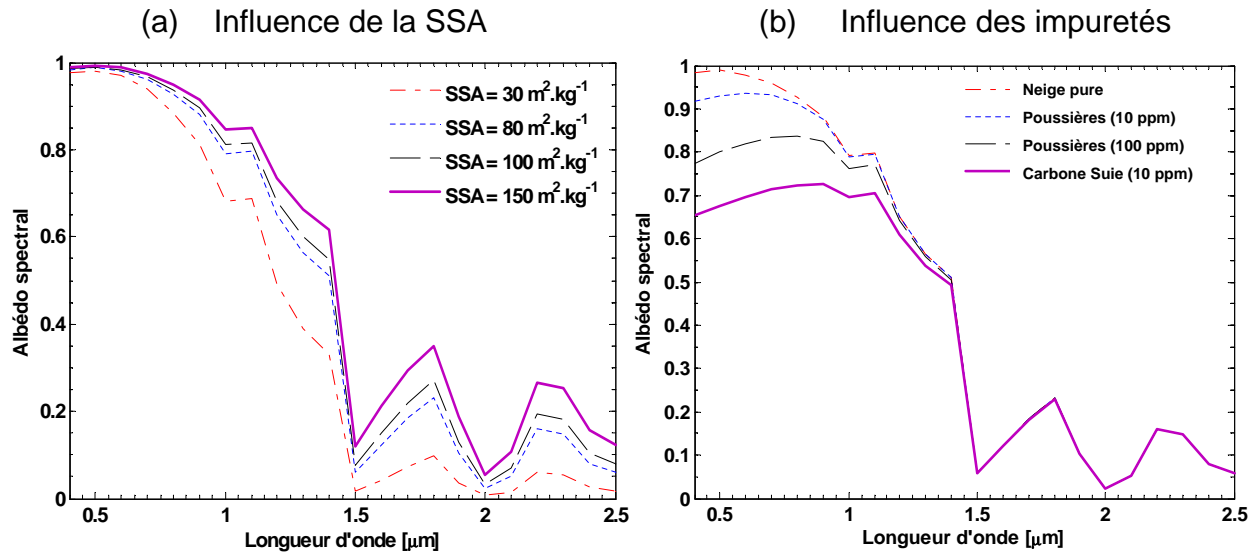


FIGURE 2.4: **Influence de la taille des grains et des impuretés.** Variations de l'albédo spectral de la neige avec la longueur d'onde. (a) Les différentes courbes correspondent à différentes valeurs de SSA et à de la neige pure ; (b) les différentes courbes correspondent à différentes valeurs de contenu en impuretés et à deux sortes d'impuretés : les poussières minérales et le carbone suie. La valeur de la SSA est prise à $80 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$. Ces spectres sont issus de simulations DISORT (Stamnes *et al.*, 1988). Les indices de réfraction de la poussière et du carbone suie sont obtenus à partir de la base de données GEISA (<http://ara.lmd.polytechnique.fr/htdocs-public/products/GEISA/HTML-GEISA/GeisaAccess.html>)

Une valeur de SSA de $150 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ correspond par exemple à un fort rapport surface sur volume et à des cristaux de neige fraîche. Une SSA de $30 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ correspond à des grains avec un fort volume et une faible surface, donc à de gros grains très ronds.

La figure 2.4a présente une illustration des variations de l'albédo spectral avec la SSA. Plus la SSA est importante (i.e. plus le grain est petit en terme de rayon équivalent, $SSA = \frac{3}{\rho_{\text{ice}} R_{\text{eq}}}$), plus l'albédo est élevé. Cet effet peut s'expliquer par le fait qu'une SSA forte indique une forte surface ou un faible volume et donc une plus faible probabilité d'absorption (volume) que de diffusion (surface) pour le photon qui rencontre le grain. L'impact de la SSA sur l'albédo spectral est cependant variable en fonction de la longueur d'onde. En effet, l'impact est moins marqué dans le visible où la glace absorbe peu (Fig. 1.7) et plus important à partir de $1 \mu\text{m}$ où la glace devient plus opaque. On trouvera une étude détaillée de la sensibilité de l'albédo spectral aux variations de SSA dans Gallet *et al.* (2009) pour les longueurs d'onde infrarouges.

L'influence de la forme des grains sur l'albédo spectral est complexe. Sergent *et al.* (1998), Aoki *et al.* (2000) et Picard *et al.* (2008) montrent que la forme des grains pour une même valeur de SSA a un impact qui est loin d'être négligeable sur l'albédo. Picard *et al.* (2008) relèvent une différence d'albédo de 30 % à $1.31 \mu\text{m}$. L'effet est d'autant plus marqué que la longueur d'onde augmente et que la neige devient plus absorbante.

Impuretés

La neige et la glace peuvent contenir une quantité plus ou moins grande d'impuretés de différents types : pollution atmosphérique, poussières, algues (Dozier *et al.*, 2009). La plupart de ces impuretés sont très absorbantes dans les longueurs d'onde visible. Les parties imaginaires de leurs indices de réfraction sont de plusieurs ordres de grandeur supérieures à celui de la glace dans le visible et proche infrarouge. Elles induisent donc une forte diminution de l'albédo dans le spectre visible ainsi qu'illustré sur la Figure 2.4b.

L'influence des impuretés dans l'infrarouge proche et moyen est quasiment nulle car la glace est déjà très absorbante à ces longueurs d'onde.

Densité

A même valeur de SSA et pour un manteau neigeux fin, i.e. non optiquement semi-infini, une augmentation de densité augmentera l'albédo dans les longueurs d'onde visibles et proche infrarouges puisque cela augmente le nombre de diffuseurs par unité de volume (Gallet, 2010). Dans les longueurs d'onde infrarouge, l'effet sera négligeable puisque la neige est quasiment opaque même si elle est réduite à une très petite épaisseur. Ainsi, si l'épaisseur de neige est suffisante (optiquement semi-infinie pour les longueurs d'onde visibles et proche infrarouges), l'augmentation de densité n'aura aucun effet (Warren, 1982).

De plus, dans un milieu naturel et optiquement semi-infini, une variation de densité traduit aussi une variation de forme et de taille des grains de glace. L'albédo sera donc différent pour deux manteaux de densité différente mais cette variation sera liée aux différences de taille et de forme de grains et non aux variations de densité.

Teneur en eau liquide

L'effet de l'eau liquide sur l'albédo spectral de la neige et de la glace est encore mal compris. Dans les longueurs d'onde solaires, il y a peu de différences entre l'indice de réfraction de la glace et de l'eau sous forme liquide (Wiscombe, 2005). Il est probable que le principal impact de l'eau liquide sur l'albédo de la neige ou de la glace soit indirect. En d'autres termes, la présence d'eau liquide implique que les grains se regroupent et deviennent optiquement plus gros et donc cause une décroissance de l'albédo (Dozier *et al.*, 2009).

Les effets des propriétés physiques de la neige sur l'albédo spectral sont relativement bien compris et modélisés. La répartition angulaire du rayonnement réfléchi par la neige et par la glace est, par contre, beaucoup moins documentée. Les variations de la BRDF en fonction des propriétés physiques sont complexes et peu modélisées souvent car la mesure de cette grandeur est difficile. De plus, la modélisation de la BRDF suppose une très bonne connaissance des propriétés de diffusion simple (albédo de diffusion simple et fonction de phase) des grains comme on pourra le voir dans la section qui suit.

2.3 Répartition angulaire du rayonnement réfléchi par la neige, BRDF ; mesure et modélisation

Avant propos : Cette section est adaptée de Dumont *et al.* (2010). Elle présente les résultats des mesures de BRDF sur trois échantillons de neige naturelle réalisées avec le spectro-gonioradiomètre du Laboratoire de Planétologie de Grenoble (Brissaud *et al.*, 2004; Bonnefoy, 2001) ainsi qu'une comparaison de ces mesures avec des simulations issues d'un modèle de lancé de photons (Picard *et al.*, 2008) et d'un modèle de transfert radiatif (Mishchenko *et al.*, 1999). L'ensemble des mesures est présenté à l'adresse suivante <http://www.atmos-chem-phys.net/10/2507/2010/acp-10-2507-2010-supplement.pdf> et les résultats préliminaires des mesures de BRDF obtenues sur un échantillon de glace naturelle sont décrits dans l'annexe A.

Abstract: High-accuracy measurements of snow Bidirectional Reflectance Distribution Function (BRDF) were performed for four natural snow samples with a spectrogonio-radiometer in the 500-2600 nm wavelength range. These measurements are one of the first sets of direct snow BRDF values over a wide range of lighting and viewing geometry. They were compared to BRDF calculated with two optical models. Variations of the snow anisotropy factor with lighting geometry, wavelength and snow physical properties were investigated. Results show that at wavelengths with small penetration depth, scattering mainly occurs in the very top layers and the anisotropy factor is controlled by the phase function. In this condition, forward scattering peak or double scattering peak is observed. In contrast at shorter wavelengths, the penetration of the radiation is much deeper and the number of scattering events increases. The anisotropy factor is thus nearly constant and decreases at grazing observation angles. The whole dataset is available on demand from the corresponding author.

2.3.1 Introduction

Considering the high spatial and temporal variability of albedo and the fact that most snow covered areas are difficult places to reach to perform field measurements, remote sensing is the most suitable tool to determine spatial and temporal variability of snow albedo. Nevertheless, most of remote sensing sensors measure the reflected radiation into a few wavelength bands and a particular angle (bi-conical reflectance, Nicodemus *et al.*, 1977) instead of the albedo. Since snow is not a Lambertian reflector (Lyapustin *et al.*, 2009; Li *et al.*, 2007; Warren, 1982), the conversion from bi-conical reflectance, so measured by satellites, to spectral albedo is not straightforward. To convert the bi-conical reflectance into a spectral albedo useful for radiation budget calculation, the angular distribution of the reflected radiation on snow has to be known. In the case both lighting and viewing solid angles are infinitesimal, the bi-conical reflectance is named bidirectional reflectance and its angular distribution over the upper hemisphere the Bidirectional Reflectance Distribution Function (BRDF) (Nicodemus *et al.*, 1977). This angular distribution is described by the anisotropy factor, the BRDF normalized by the spectral albedo (Warren *et al.*, 1998a; Li *et al.*, 2007).

The intent of this study is to present highly accurate measurements of snow BRDF performed in a cold room using a spectrogonio-radiometer and to compare them with previous field measurements. Definitions related to albedo and reflectance are given in Sect. 2.1 and 2.3.2. Previous field measurements and modelling studies are quoted in Sect. 2.3.3. Four different types of snow are sampled in order to study the sensitivity of BRDF to snow grain size, shape and impurity content. A wide range of lighting and viewing geometries are explored. These measurements are one of the first sets of direct, i.e. not under natural illumination, snow BRDF values over a large spectral range. They are also one of the first investigations over a large range of incident lighting configurations with incident zenith angle varying from nadir to 60° (Sects. 2.3.4, 2.3.5 and 2.3.6). We compare these measurements with modelled BRDF in order to investigate the accuracy of radiative transfer models and to understand the scattering phenomena observed in the measurements. In this study two different radiative transfer models are applied : the SnowRAT (photon tracing) model (Picard *et al.*, 2008) and Mishchenko model (Mishchenko *et al.*, 1999) (Sect. 2.3.7). Finally, Sect. 2.3.8 provides a discussion and Sect. 2.3.9 conclusions.

2.3.2 Definitions

In most field studies, BRDF values are not accessible by measurement since natural light is not collimated but includes both direct solar and diffuse radiations. The Hemispherical Directional Reflectance Func-

tion (HDRF) h , is the accessible parameter, which means that the incident beam is integrated over the whole incident hemisphere and includes both direct and diffuse irradiances.

$$h(\theta_i, \phi_i, \theta_v, \phi_v, \lambda) = \frac{I(\theta_i, \phi_i, \theta_v, \phi_v, \lambda)}{\int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} F(\theta_i, \phi_i, \lambda) \cos(\theta_i) \sin(\theta_i) d\theta_i d\phi_i} \quad (2.6)$$

adapted from Nicodemus *et al.* (1977).

2.3.3 State of the art

Field studies

Many field studies of snow reflectance properties have been performed. To our knowledge, only a limited number of direct snow BRDF measurements are available since natural light is not collimated. Indeed most of the studies referenced below give access to HDRF and not BRDF. The latter allows to calculate reflected radiance for any given incident sky radiance distribution while HDRF is applicable to the specific conditions of illumination during the observation. Nevertheless HDRF is close to BRDF in the infrared part of the spectrum under natural conditions (Li & Zhou, 2004).

Warren (1982) gave an overview of previous measurements of snow reflectance. Leroux *et al.* (1998) and Sergent *et al.* (1998) investigated the influence of snow grain shape and size on HDRF in both cold laboratory and field. Warren *et al.* (1998a) and Grenfell *et al.* (1994) studied the effect of macroscale roughness on snow HDRF using measurements at South Pole Station at 3 different wavelengths. They concluded that macroscale roughness significantly influences HDRF patterns. Aoki *et al.* (2000) measured in the field HDRF from 350 to 2500 nm and analysed the effects of grain size and impurities on it. Several studies presented different field measurements of HDRF over several parts of the solar spectrum : [350–2500] nm (Painter & Dozier, 2004a), [350–1050] nm (Li & Zhou, 2004; Bourgeois *et al.*, 2006) and [390–1070] nm (Peltoniemi *et al.*, 2005) and studied the influence of solar zenith angle and various snow properties (grain size and shape, wetness, impurity, depth, density). Hudson *et al.* (2006) described measurements of HDRF at Dome C, Antarctica at solar zenith angles from 51° to 87°. Kaasalainen *et al.* (2006) performed accurate measurements of the backscattering peak on numerous snow samples. These field studies illustrate the main patterns of the snow anisotropy factor and of its variations with the physical properties of snow and with viewing and lighting angles, but remain limited by the accessible zenith angles and un-collimated incident radiation under natural conditions.

Modelling studies

Wiscombe & Warren (1980) first introduced a model for the computation of spectral albedo based on Mie theory and the δ -eddington method. Leroux *et al.* (1998, 1999) used adding-doubling method to calculate snow HDRF and spectral albedo. Warren *et al.* (1998a) underlined the importance of an accurately modelled phase function for the computation of snow BRDF. Painter & Dozier (2004a) and Li & Zhou (2004) used respectively DIScrete Ordinates Radiative Transfer (DISORT) (Stamnes *et al.*, 1988) and adding-doubling method with equivalent spheres of equal volume-to-surface-area ratio as snow grains. They noticed that a precise computation of single scattering parameters (i.e. single scattering albedo and the phase function) is essential to simulate accurate BRDF. Aoki *et al.* (2000) compared Mie theory and Henyey-Greenstein semi-empirical phase function to model single-scattering parameters and concluded that spectral albedo can be accurately simulated using equivalent spheres whereas BRDF cannot. Grenfell & Warren (1999) showed that simulating one non-spherical particle by a collection of independent spheres of same total

volume-to-surface-area ratio leads to accurate retrieval of single scattering parameters. Mishchenko *et al.* (1999) presented a model for the computation of snow BRDF based on an analytic solution of the radiative transfer equation and an approximation of the phase function. This model is applicable for any shapes of particles. Kokhanovsky & Zege (2004) presented an asymptotic solution of radiative transfer theory adapted to snow and able to deal with fractal and spherical particles. They concluded that fractal particles are more appropriated for simulating snow BRDF than spheres. Kokhanovsky *et al.* (2005) compared the results of their asymptotic model with in situ measurements and concluded that the accuracy is reduced in the principal plane and at high observation angles. Xie *et al.* (2006) compared three different radiative transfer models (DISORT, adding-doubling and Mishchenko model) and two truncation methods of the forward peak (δ -eddington and δ -fit). They concluded that only an accurate computation of single scattering albedo, ratio of scattering efficiency to total light extinction i.e. scattering and absorption, is essential to account for the influence of grain size on BRDF. Besides, in order to account for the influence of grain shape, both single scattering albedo and phase function should be accurately simulated. Picard *et al.* (2008) used a photon tracing model to compute snow albedo for several grain shapes in the near IR. Additionally Jin *et al.* (2008) used a coupled snow-atmosphere model to generate anisotropy factor and spectral albedo for layered snowpack and validated their approach with measurements of Hudson *et al.* (2006). All these studies lead to the conclusion that spectral albedo can be accurately modelled but that theoretical difficulties linked with the non sphericity of snow grains still remain and limit accurate modelling of snow BRDF.

2.3.4 Experimental set-up

Spectrogonio-radiometer

The BRDF has been measured using the spectrogonio-radiometer developed at the Laboratoire de Planétologie de Grenoble, France. A comprehensive description of the device is given by Brissaud *et al.* (2004) and Bonnefoy (2001). The sample is illuminated by a monochromatic light with a spectral width from 0.2 nm to 0.6 nm. The incident zenith angle varies from 0 to 80° with a beam resolution of $\pm 0.1^\circ$. The viewing zenith angle varies in the same range and the azimuth angle takes any value from 0 to 180°.

At nadir incidence, the illumination pattern at the sample surface is circular, with a 200 mm diameter. The spatial variations of the light intensity inside the area viewed by the detector are typically less than 1% at nadir. The detectors have an half angle field-of-view of 2.05° and a circular observation pattern of 20 mm diameter at nadir, but a larger elliptic pattern at other incident angles.

As noticed in Schaepman-Strub *et al.* (2006), BRDF as defined in Eq. 2.1 cannot be directly measured since it requires an infinitesimal solid angle of observation. Thus the quantity measured by the spectrogonio-radiometer is the directional-conical reflectance (Schaepman-Strub *et al.*, 2006). Nevertheless, since the detectors fields of view are small we consider in the following that our measurement are very close to BRDF.

The device is located in a cold room at -10°C to allow measurements on snow.

Snow samples

Four samples of various types of snow (S1, S2, S3, S4) have been collected at various locations in the French Alps in January 2008. The samples are cylindrical (30 cm diameter, 12 cm deep) and large enough to minimize edge effects even at visible wavelengths. Test experiments have been conducted at 630 nm on a transparent cubic sample holder ($29.5 \times 29.5 \times 16.5 \text{ cm}^3$) filled with artificial snow. The results show that side losses are less than 0.5% and bottom losses less than 1% at 0° incident zenith angle. Consequently photon

TABLE 2.1: Summary of physical properties of snow samples.

Sample	Place	Initial ^a /Final state of snow	Initial density
S1	Lognan (Mont Blanc, French Alps) 1960 m a.s.l.	Nearly new snow Weak cohesion/ <i>Surface</i> : dendritic fragments <i>Depth</i> : Stellar crystals and fragmented particles	0.19
S2	Argentière (Mont Blanc, French Alps) 1250 m a.s.l.	Wet crusted snow Lots of impurity/ <i>Surface</i> : Clustered (melt-freeze) rounded grains <i>Depth</i> : Mixed forms (rounded and faceted) SSA ^b = 12.6 m ² kg ⁻¹	0.31
S3	Col de Porte (Chartreuse, France) 1300 m a.s.l.	New wet snow/ <i>Surface</i> : Melt-freeze crusted grains <i>Depth</i> : Rounded particles (developping facets)	Not measured
S4	Col de Porte (Chartreuse, France) 1300 m a.s.l.	New wet snow/ <i>Surface</i> : Recognizable particles (melt-freeze) <i>Depth</i> : Recognizable particles	Not measured

^a Initial means measurement as the sample is collected i.e. before storage in cold rooms.

^b Specific Surface Area (total surface of ice crystals accessible to gas, per unit mass of ice) was measured for S2 using methan absorption method (Legagneux *et al.*, 2002).

losses in the 2 cm observation pattern are estimated to be less than 0.1%. The reflecting sides of the sample holder further decrease these losses.

The samples, except S4 dedicated to test the temporal evolution of snow during measurements, were stored at -10°C during at least one week before being measured in order to allow thermal stabilization and to avoid metamorphism during the measurements. During the first hours in the cold room, the wet snow samples (S2, S3 and S4) refroze.

Digital pictures have been taken in order to characterize the grain shape and size for each sample. No impurities content measurements were performed and only S2 contains a high quantity of impurities visible by eye. Actually, S2 was taken near Argentière village (Mont-Blanc valley). Table 2.1 shows the sample characteristics. Grains digital photographs show that $r(\text{S1}) \approx r(\text{S3}) < r(\text{S4}) < r(\text{S2})$ where r represents the effective radius of the sample.

BRDF measurements

For each sample (except S4), a complete set of radiance measurements has been performed as follow. The spectral range covered is 500 to 2600 nm with a 20 nm step.

Three different incident angles, θ_i , have been chosen (0° , 30° and 60°) in order to study the effect of lighting zenith angle on BRDF. For each incident angle, the viewing zenith angle, θ_v , takes different values : 0° , 30° , 60° and 70° and the relative azimuth, ϕ , is 0° , 45° , 90° , 135° and 180° . Measurements at larger incident or observation zenith angles were not performed since edge effects due to the size of the sample holder are too significant for these configurations.

Radiance measurements on S4 were limited to a single geometry but repeated for 24 h to investigate the stability of the measurements.

2.3.5 Raw measurement processing and error estimation

Reference measurements

To convert spectrogonio-radiometer measurements of the reflected flux into reflectance values, we divide the snow measurements by the flux reflected by reference surfaces for which spectral albedo and BRDF are known. For visible and near-IR wavelengths, the reference surface is a Spectralon[®], a nearly perfect Lambertian reflector. For IR wavelengths, longer than 2440 nm, an infragold[®] sample is taken as reference since Spectralon[®] is unsuitable at these wavelengths. The relative accuracy of the reflectance measurements is better than 1% using fully calibrated references (Bonnefoy, 2001).

Shadow and geometric limitations

Due to the size of the detectors, no measurement can be performed in the backscattering direction (i.e. in the nearly same direction as the incident beam, $(\theta_i \approx \theta_v, \phi \approx 0)$).

In order to convert the BRDF measurements into spectral albedo and anisotropy factor, we assume that the BRDF is symmetric with respect to the principal plane (Hudson *et al.*, 2006) (for azimuths from 180° to 360°) and perform a linear interpolation in $\cos(\theta_v)$ and ϕ for our measurements over the whole observation hemisphere. Extrapolation of the measurements has also been performed firstly from 70° to 90° observation zenith angle for all the incident zenith angle and secondly to fill the blanks due to shadows of detectors.

Results of simulation with Mishchenko's model (Mishchenko *et al.*, 1999) and SnowRat model (Picard *et al.*, 2008) have shown that the uncertainties on the spectral albedo values resulting from interpolation and extrapolation is less than 2% except at very high absorption value i.e. spectral albedo smaller than 0.01. An estimation of the resulting uncertainties has been plotted in Fig. 2.5. Spectral albedo values used in R charts are indicated in the legend of each figure.

Temporal evolution of the sample during measurements

The measurements for one sample lasted approximately 33 h. To check that the snow structure did not change during the acquisition we performed reflectance measurements on fresh snow immediately after being collected (S4) and we repeated the same measurements 24 h later. Comparing both reflectances (not presented here), we can notice that the absolute difference in reflectance is smaller than 0.01 for wavelengths shorter than $1 \mu\text{m}$. For longer wavelengths, the absolute difference is larger and reaches 0.025 at $1.4 \mu\text{m}$.

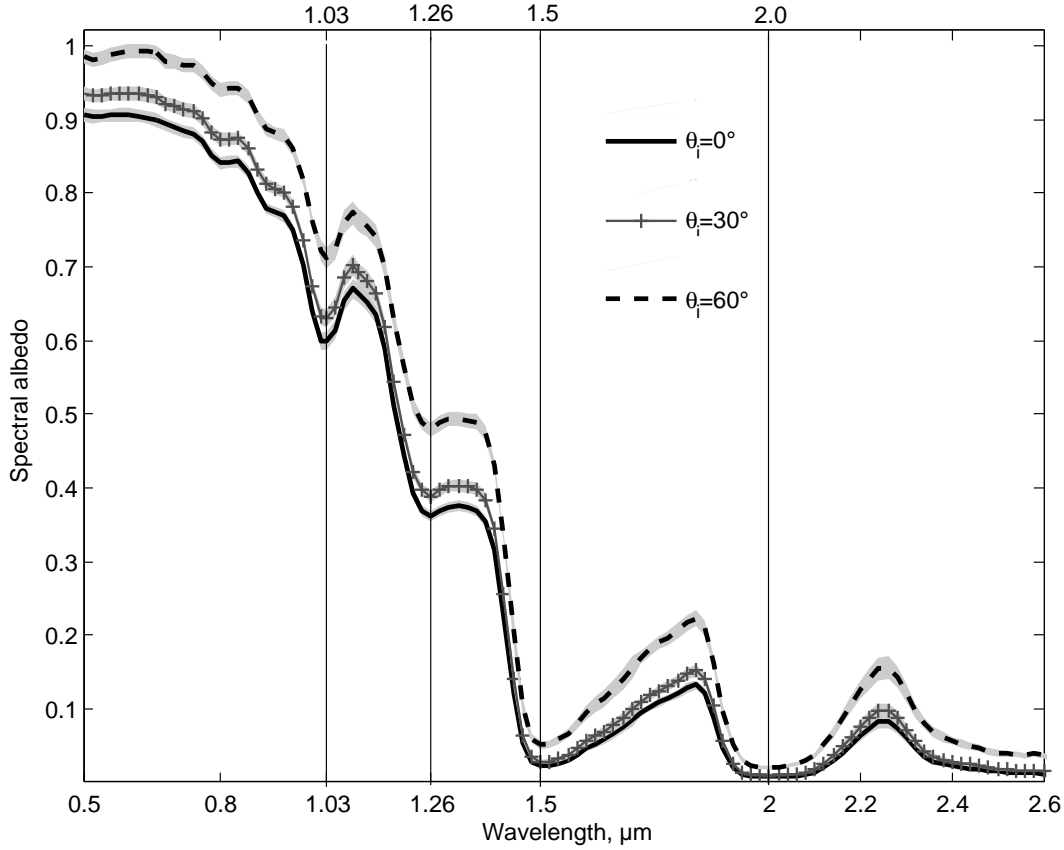


FIGURE 2.5: S3 spectral albedo $\alpha(\lambda, \theta_i)$ calculated from BRDF measurements for three incident zenith angles. Vertical lines are located at spectral albedo minima. Gray areas represent an estimation of the uncertainties of albedo values due to interpolation and extrapolation over the measurements of the whole hemisphere. The uncertainties have been evaluated using SnowRAT (Picard *et al.*, 2008) and Mishchenko's models (Mishchenko *et al.*, 1999).

This later wavelength corresponds to an absorption secondary minimum where the reflectance sensitivity to grain type is maximum (Wiscombe & Warren, 1980).

As a conclusion and since fresh snow is more subject to metamorphism than aged snow, metamorphism has only a moderate effect during the 33 h of our measurements.

2.3.6 Results

General patterns of snow spectral albedo, BRDF and anisotropy factor

Only S3 measurements are presented in this section as they are representative for the other samples.

Spectral albedo, $\alpha(\lambda, \theta_i)$, for the three incident angles are plotted in Fig. 2.5. It takes the highest values in the visible and decreases at longer wavelengths with 4 remarkable local maxima and 4 secondary minima due to ice absorption bands (1.03, 1.26, 1.5 and 2 μm). This plot also shows that spectral albedo increases at all wavelengths with incident zenith angle.

Figure 2.6 shows the spectral anisotropy factor, $R(\lambda, \theta_i, \theta_v)$, as a function of wavelength, for three different observation angles, with a fixed illumination angle ($\theta_i = 30^\circ$, $\phi = 0^\circ$). Anisotropy angular variations are anti-correlated with spectral albedo. A low spectral albedo corresponds to large variations of R with observation angles. In the visible and up to 1.2 μm , R is nearly constant and close to unity. At longer wavelengths, R strongly diverges from unity.

Figure 2.7 shows R values at two wavelengths selected for their differences in absorption. It underlines the

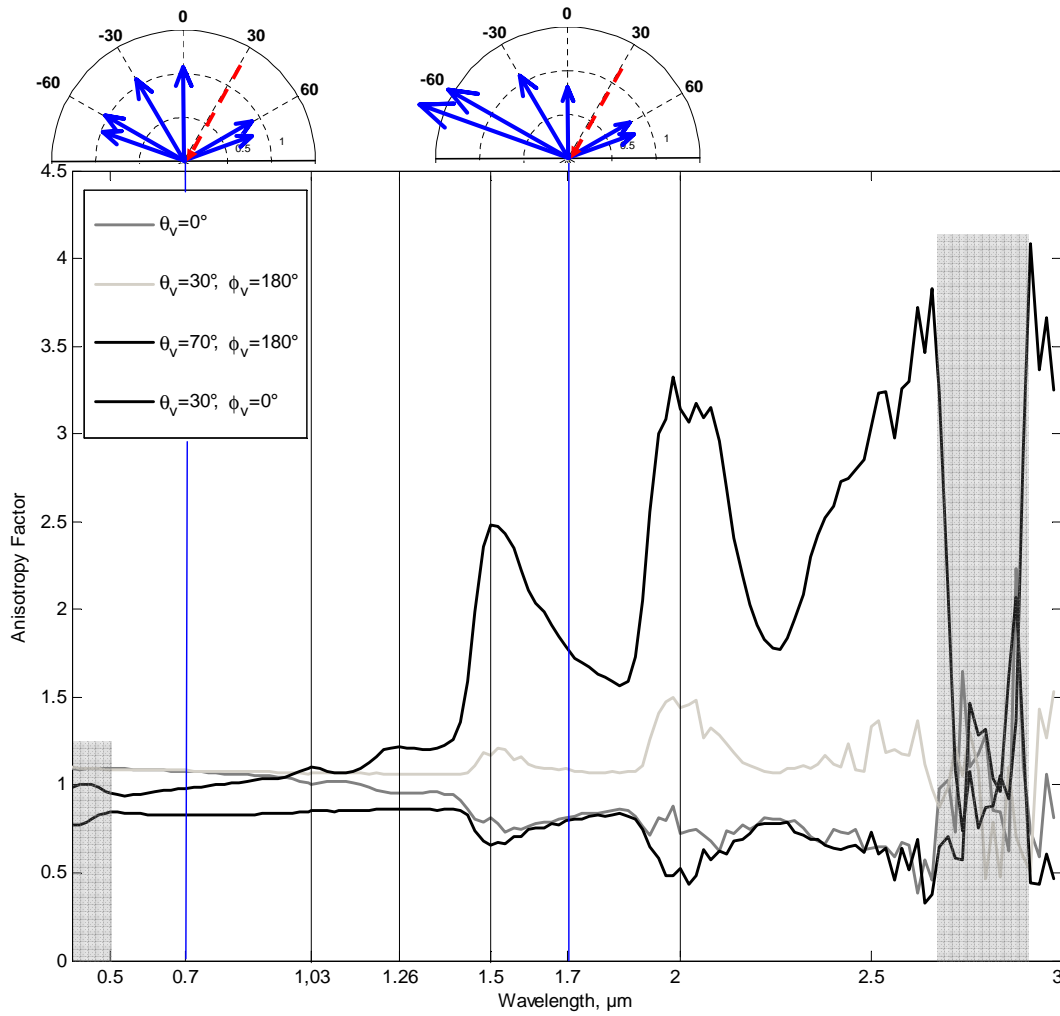


FIGURE 2.6: S3 Anisotropy factor, $R(\lambda)$ for different viewing angles in the principal plane. Incident angle is 30° . Vertical lines are the same as in Fig. 2.5. Gray areas correspond to wavelengths where photometric accuracy is reduced due to absorption by H_2O vapor or inaccurate calibration of the reference. Two polar plots in the principal plane, with all the measured viewing angles have been added at 0.7 and $1.7 \mu m$ above the chart.

increase of anisotropy with absorption and shows three important scattering features with respect to incident angle. (1) At nadir lighting, snow reflectance is nearly Lambertian. However, the anisotropy factor is not fully circularly (varying only with θ_v), as it should be for perfectly horizontal sample. (2) At 30° incident angle, and $0.6 \mu m$, R shows a forward scattering peak at $(\theta_v = 30^\circ, \phi = 180^\circ)$. This feature is referred as darkening at grazing angles in the following since R is decreasing at limb in the forward direction. R maximum increases and shifts to larger viewing angles as wavelength increases. (3) At higher incident angle (60°), the forward scattering peak becomes sharper and stronger and is observable at both wavelengths.

Influence of snow physical properties on the anisotropy factor

To investigate the influence of snow physical properties (size and shape of grains and impurity content) on snow anisotropy factor, we compute the ratio of R for two different samples : $\frac{R(S1)}{R(S3)}$ in Fig. 2.8 and $\frac{R(S1)}{R(S2)}$ (Fig.1 in the supplement) at several wavelengths and for three incident zenith angles.

Figure 2.8 shows that the R ratio varies by less than 10% at wavelengths shorter than $1 \mu m$ whatever the incident angle is. However at wavelengths greater than $1 \mu m$, both magnitude and angular patterns of R change significantly as a function of wavelength. As an example, at $1.5 \mu m$, 30° incident angle and $(\theta_v = 30^\circ,$

$\phi=180^\circ$), S1 anisotropy factor is 1.5 times higher than S3 anisotropy factor. At $1.5\ \mu\text{m}$, the variability of $\frac{R(S1)}{R(S3)}$ seems to be larger at 60° , especially in the side and backward directions. As for the forward direction, the maximum value is larger at 30° but the ratio might be larger at 60° if observations were extended at 80° viewing angle. Moreover, concerning $\frac{R(S1)}{R(S2)}$, the variability of the ratio increases with incident zenith angle and seems to indicate that for small and elongated grains, the forward scattering peak is higher in magnitude than for large rounded grains. As a conclusion, Fig. 2.8 shows that snow grains shape and size have little impact on the shape of the BRDF in the visible and up to $1\ \mu\text{m}$ whereas for longer wavelengths the effect is much stronger.

This point is reinforced by Fig. 2.9 which presents R for the three snow samples at $1.5\ \mu\text{m}$ (one of the absorption maxima) at 30° incident angle. The shape and magnitude of the forward scattering peak clearly depends on grain size and shape. Indeed for S1 (broken dendritic crystals), R presents two separated maxima at $(\theta_v=30^\circ, \phi=180^\circ)$ and $(\theta_v=70^\circ, \phi=180^\circ)$. Only one maximum is observed for S3. For S2, we are not able to assume whether there is only one maximum or whether the angular sampling of the measurements does not allow observing two separated maxima even if the measurements at $2.5\ \mu\text{m}$ in Fig.5 in the supplement seem to validate the hypothesis of two separated maxima. However, for S3 composed of rounded grains and mixed forms, the forward scattering peak is confined at grazing observation angles. The magnitude of R maximum also varies with grain shape and size and is much greater (2.2) for S3 and S1 than for the other sample (1.8).

Figure 2.10 plots for each sample, as in the work of Hudson *et al.* (2006), the anisotropy factor in the forward scattering peak $(\theta_v=70^\circ, \phi=180^\circ)$ as a function of spectral albedo at 30° and 60° incident angles. It shows that R and α accurately follow a power law relationship which depends on sample and illumination angle. This relationship only slightly degrades at very low albedo values.

2.3.7 Comparison between measurements and modelling results

This modelling study aims at testing the consistency of the measurements and at understanding the physical processes determining the angular location and intensity variations of R maximum that appears in Figs. 2.7 and 2.9. The mean grain sizes used as inputs are set to 0.1, 0.4 and 1 mm, typical values for our samples. However we used empirical grain size distributions as our grain size measurements are too rough to be suitable as inputs of the models.

We consider two models for the calculation of snow BRDF : a model that uses an analytic solution of the radiative transfer equation (Mishchenko *et al.*, 1999) and a photon tracing model, SnowRAT (Picard *et al.*, 2008). SnowRAT is a discrete model whereas Mishchenko model is a continuum model. The complementarity of both models allows to understand the various phenomena observed in our measurements.

Results with Mishchenko model

Mishchenko model (Mishchenko *et al.*, 1999) accuracy is maximum at wavelengths associated with low or intermediate values of absorption.

To limit the computation time, we only performed simulation for spheres. Figure 2.11 presents the results of the simulations for a power law distribution of sphere radius with an effective radius of $100\ \mu\text{m}$ (Eq. 22, Mishchenko *et al.*, 1999). General patterns of R are very similar with the measurements. Calculated R increased at longer wavelengths and reaches 2.5 at $1.5\ \mu\text{m}$ in comparison with 2.2 in the measurements in Fig. 2.9. The darkening at grazing angles is visible at 0.6 and $1.02\ \mu\text{m}$. The effect is however stronger in the model. In Fig. 2.11, the decrease of R from its maximum value to $(\theta_v=70^\circ, \phi=180^\circ)$ value is 0.2 at $0.6\ \mu\text{m}$

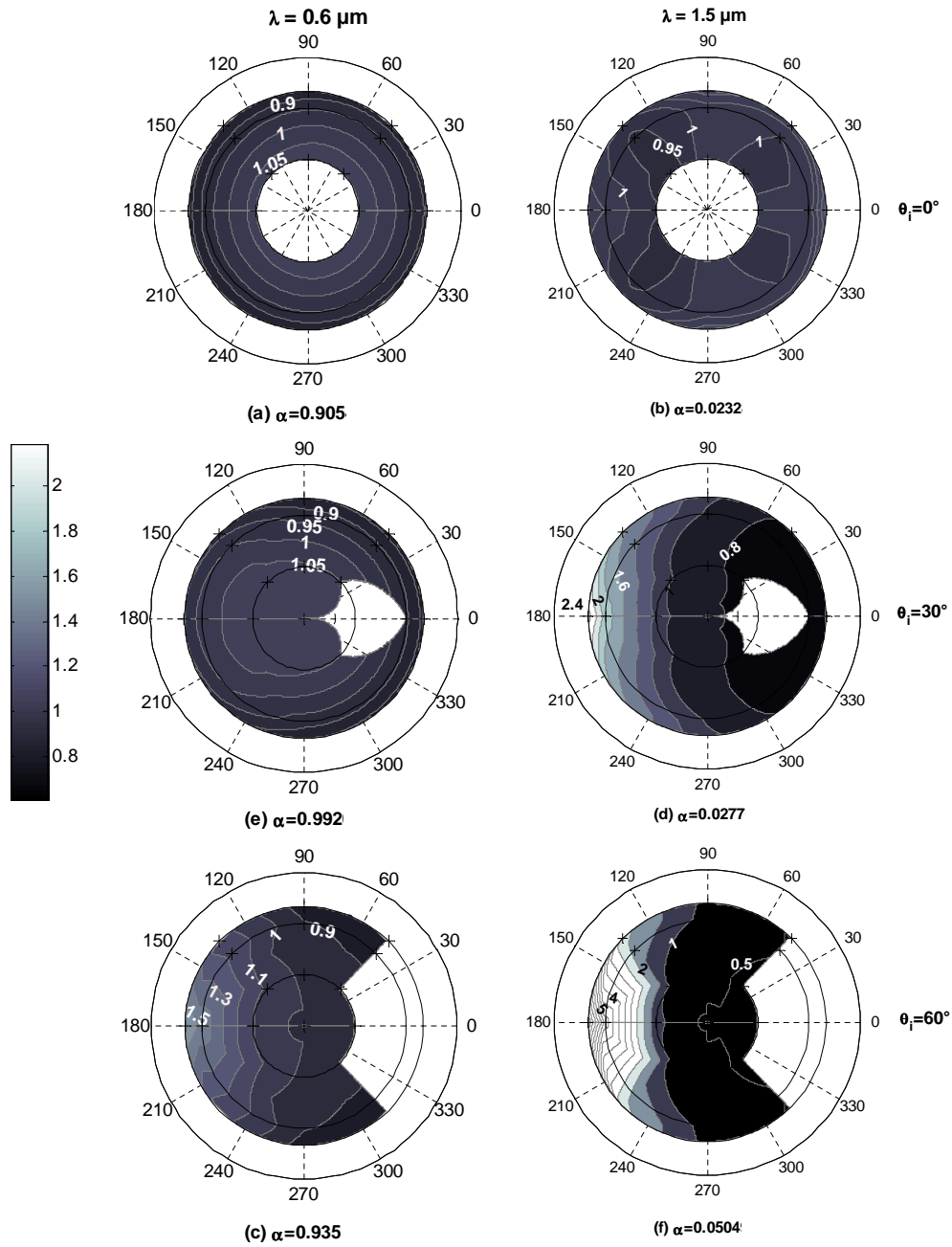


FIGURE 2.7: S3 anisotropy factor, $R(\theta_v, \phi)$, at 0.6 and $1.5 \mu\text{m}$ for zenith incident angles 0° , 30° and 60° . The polar angle corresponds to the relative azimuth, ϕ , between the viewing and the incident azimuth and the polar radius to the viewing angle, θ_v . The incident beam comes from the right and the forward direction is toward left. The three circles inside each plot represent viewing zenith angles of 30° , 60° and 70° . The crosses show the measurements used to generate the isolines. The spectral albedo used to calculate R is indicated below each chart.

and 0.1 for the same geometry at $1.02 \mu\text{m}$. In comparison in the measurements, the corresponding decrease of R are respectively 0.10 and 0.05 .

One can also notice in Fig. 2.11 the crescent centered around the incident direction that appears in the backward direction at all wavelengths.

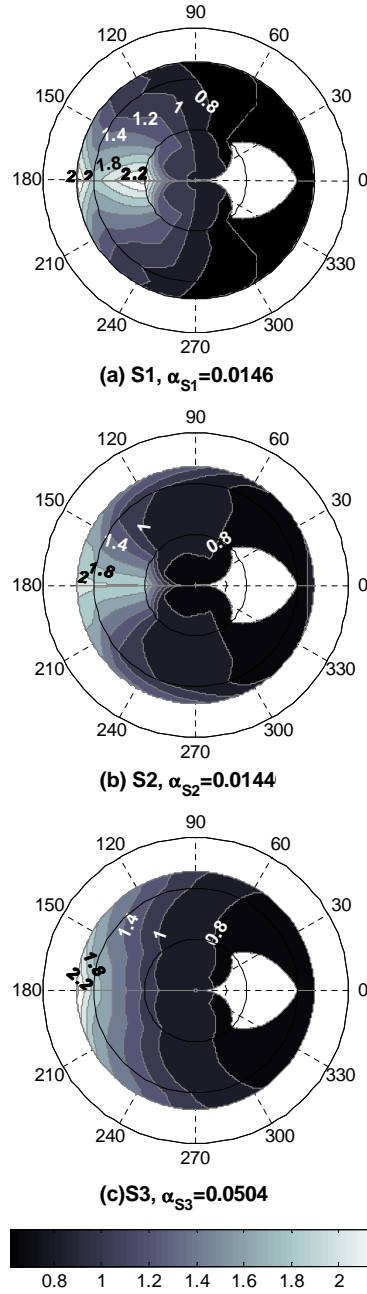
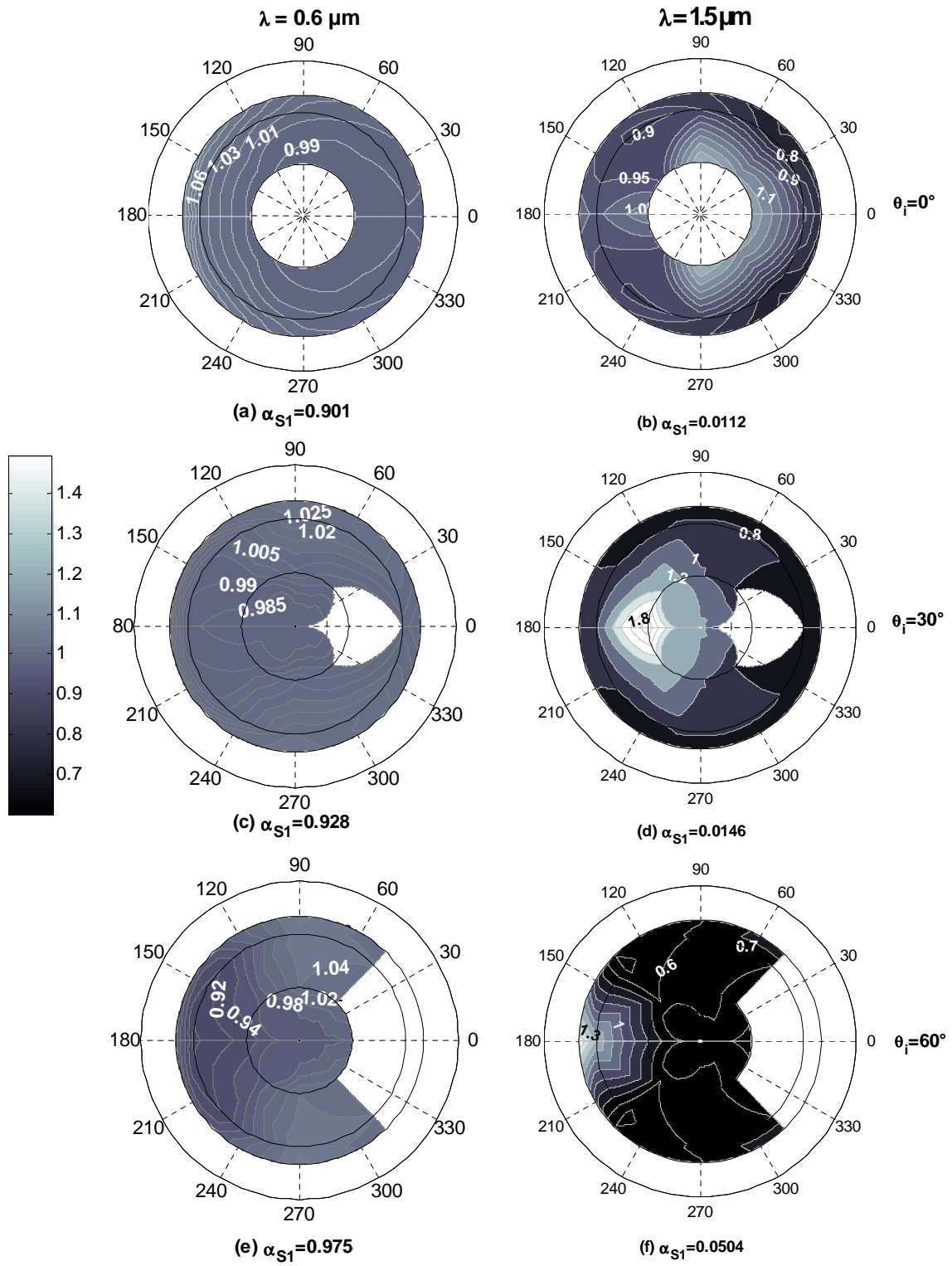


FIGURE 2.8: Ratio of the anisotropy factor R between samples S1 and S3 $\left(\frac{R(S1)}{R(S3)}\right)$ at 0, 30 and 60° incident beam and for two wavelengths. The spectral albedo used to calculate R for S1 is indicated below each chart. S3 spectral albedo is indicated in Fig. 2.7.

Results of the photon tracing model

SnowRAT (Picard *et al.*, 2008) computes the reflection and refraction each time a photon intercepts the surface of a snow grain. Computation time is reasonable when the absorption is significant (wavelength $\geq 0.9 \mu\text{m}$). It is most suitable for understanding phenomena that occur in the very top layers of the snow-pack.

SnowRAT can predict BRDF for any grain shapes. In this study we have performed computation for spheres and for cylinders that best represent our grain shapes. The comparison of SnowRAT with Mishchenko's model for spheres shows very good agreements (e.g. similar values of spectral variations and range of anisotropy factor, the same crescent predicted in the backward direction). The results obtained for random cylinders

FIGURE 2.9: Anisotropy factor $R(\theta_v, \phi)$ at $1.5 \mu\text{m}$ and $\theta_i=30^\circ$ for three snow samples.

are presented in Fig. 2.12², for two radii (0.4 mm and 1 mm). Most of the main characteristics of the measurements (Fig. 2.7) are well reproduced i.e. the anisotropy generally increases with increasing wavelengths; darkening at grazing angles appears at 0.9, 1 and $1.3 \mu\text{m}$; R at $(\theta_v=70^\circ, \phi=180^\circ)$, at $1 \mu\text{m}$, differs by 0.2 from its primary maximum and for the secondary maximum of absorption at $1.5 \mu\text{m}$, two R maxima appear

2. Les résultats présentés sur la figure 2.12 sont bruités car l'orientation des grains utilisés par le modèle SnowRAT provient d'un tirage aléatoire.

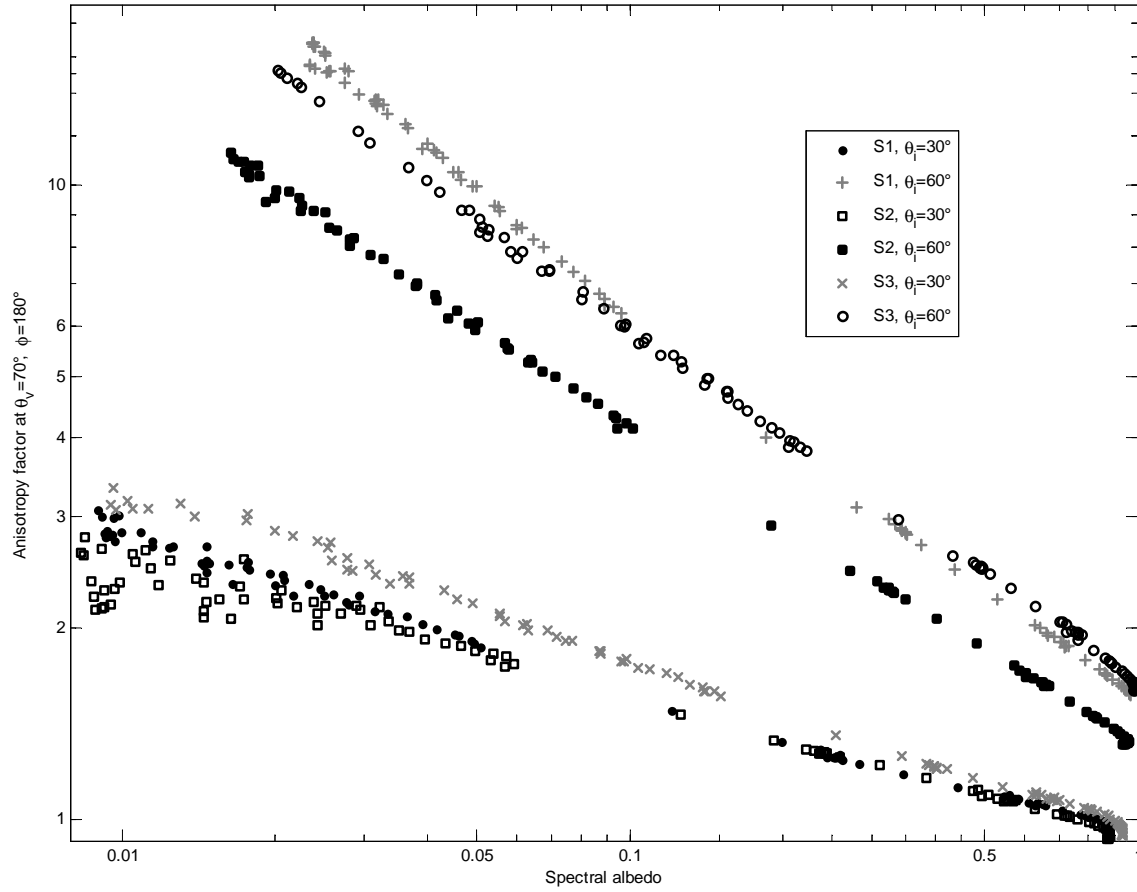


FIGURE 2.10: Anisotropy factor $R(\theta_v=70^\circ, \phi=180^\circ)$ versus spectral albedo (log-log plot) for the three samples and two incident angles (30° and 60°). Each point on the chart belongs to a wavelength for one sample and one incident zenith angle.

at $(\theta_v=30^\circ, \phi=180^\circ)$ and at $(\theta_v=70^\circ, \phi=180^\circ)$, as for S1 (Fig. 2.9a).

In summary, anisotropy factors obtained by measurements, radiative transfer and photon tracing models show strong similarities : forward scattering, darkening at grazing angles and double maxima of the anisotropy factor. However slight differences between measurements and models still exist. As an example, the photon tracing model predicts that the anisotropy for 0.4 mm radius is globally smaller than for greater radii (1 mm). The measurements (Fig. 2.9) present more contrasted R for small particles (S1) than for large grains (S2).

2.3.8 Discussion

General variations of spectral albedo and anisotropy factor

Snow spectral albedo increases with incident zenith angle (Fig. 2.5) as explained by Warren (1982). At near nadir incident illumination, photons escape the snowpack with a lower probability than at grazing incident angle. The spectral albedo is thus lower. This allow to distinguish two cases : in the first case ($\theta_i \geq 60^\circ$), photons stay near the surface and single scattering prevails with respect to multiple scattering ; in the second case ($\theta_i \approx 0^\circ$), photons penetrate deep into the snow-pack and the number of scattering events is high before escaping or absorption. Furthermore, as noticed earlier, spectral albedo increases with incident zenith angle at all wavelengths including visible wavelengths. This quite unusual feature is most probably due

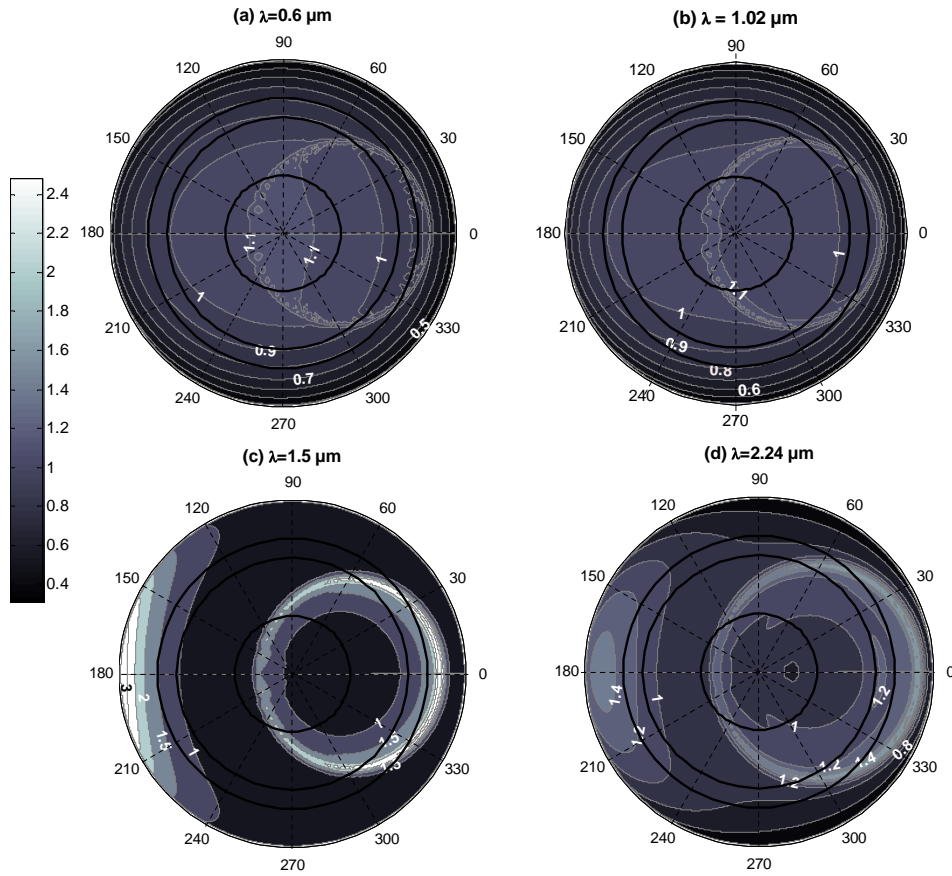


FIGURE 2.11: Anisotropy factor $R(\theta_v, \phi)$ (Mishchenko model, Mishchenko *et al.*, 1999) for spheres with power law distribution of size. Incident angle is 30° . Effective radius is $0.1 \mu\text{m}$ and effective variance of grain size distribution is $0.2 \mu\text{m}$. Circles at 30° , 60° and 70° viewing angles are drawn on each polar chart.

to the fact that snow sample contains impurities. Thus visible wavelengths present the same pattern as more absorbing wavelengths due to absorption caused by impurities. It largely differs from the behaviour of pure snow which is highly transparent at visible wavelengths.

Besides, in Figs. 2.5 and 2.6, snow spectral albedo and anisotropy are anti-correlated; spectral albedo is globally decreasing with wavelength and the angular distribution of R is globally more contrasted. R variations are correlated with absorption which is proportional to the imaginary part of ice refractive index presented in Warren & Brandt (2008). In addition anisotropy presents maxima in the absorption bands where spectral albedo presents minima. While absorption increases, the probability for a photon to be absorbed is higher. Thus, spectral albedo decreases and most photons which are reflected have only undergone a limited number of scattering events near the surface. Consequently, as absorption increases, the number of scattering events decreases. R is then mostly controlled by single scattering parameters of individual snow grains which are strong forward scatterers (Xie *et al.*, 2006) and R increases. Furthermore, Fig. 2.10 corroborates the fact that R is physically related to the absorption as explained by Hudson *et al.* (2006).

We now propose some interpretations on the angular variations of the maximum of R as a function of wavelength and incident angle. Two phenomena are mainly observed (1) darkening at grazing angles and (2) forward scattering peak.

(1) At wavelengths shorter than $1 \mu\text{m}$, R patterns show darkening at grazing angles in situations of near-nadir incidence (0° , 30°) (Fig. 2.7). Darkening at grazing angles also appears on model results (Figs. 2.11 and 2.12) whatever the shape of the grains is. This effect is as well noticeable in Fig. 3a in Hudson *et al.*

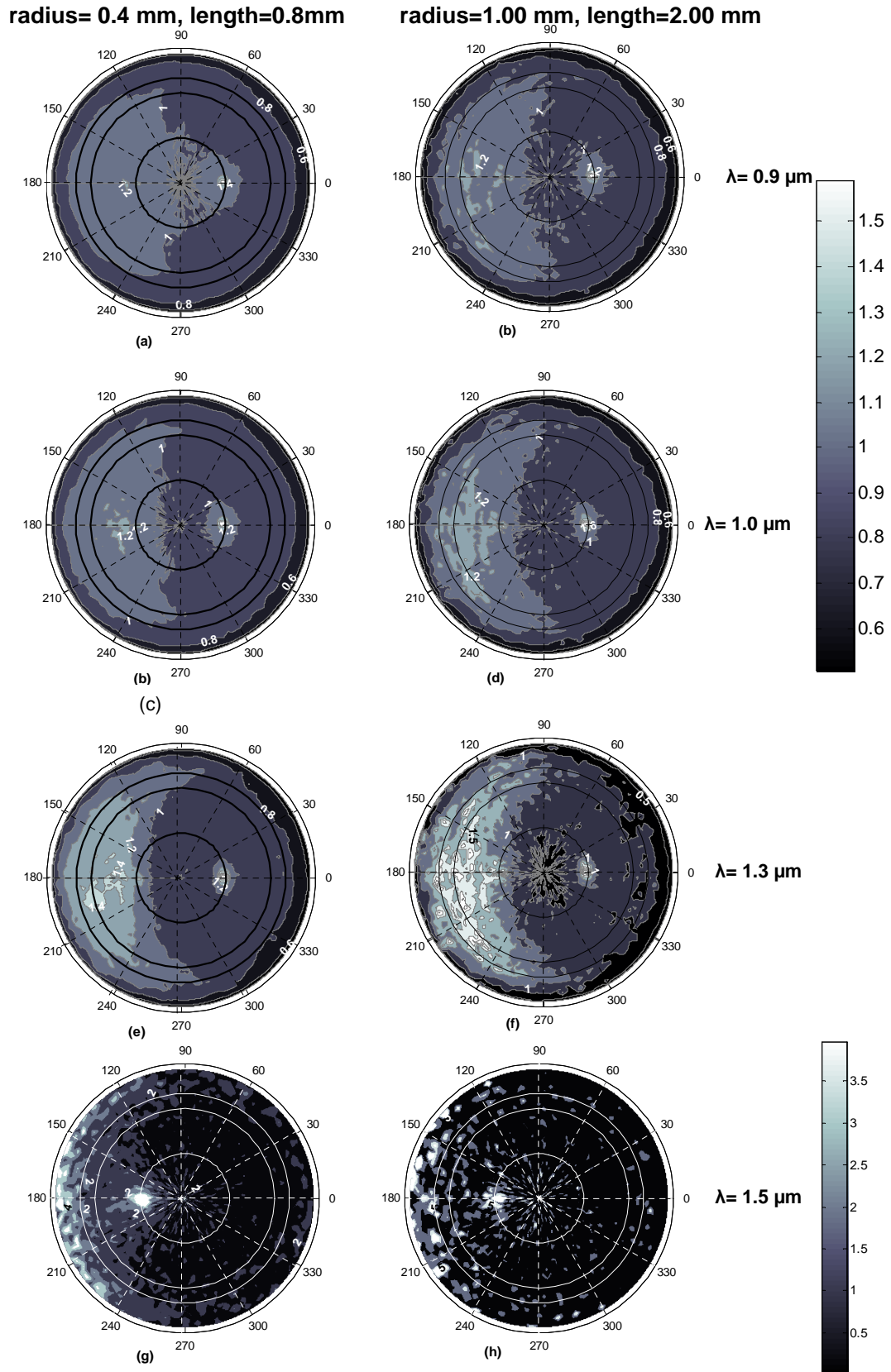


FIGURE 2.12: Anisotropy factor $R(\theta_v, \phi)$ computed with SnowRAT (Picard *et al.*, 2008) for cylinders with random orientation. Incident angle is 30° . Circles at 30° , 60° and 70° viewing angles are drawn on each polar chart.

(2006) but only at non-forward directions. The absorption is small at these wavelengths and the number of scattering events that a photon undergoes before escaping or absorption is high.

To understand this effect, the source function S , is a useful tool. S is the potential related to the emergent intensity along the optical path. S at any depth is the result of scattering, both upward and downward, out of an infinitesimal volume at that depth. The source function generally decreases from the surface to depth, except in the uppermost layers where it increases with depth because downward diffuse radiation approaches zero very close to the surface. Thus the source function initially increases with depth from the surface, reaches a maximum just below the surface and then steadily decreases. Consequently at grazing observation angles, the energy emerges from the region located above the maximum in the source function. Thus radiance is lower than at near vertical observation angles in which case the energy emerges from the region located deeper in the snowpack, including the maximum of the source function. This explanation is independent of the phase function which depicts the density of probability for a photon that impacts the grain to be deviated of a given scattering angle from its original direction. Measurement and model results confirm this assumption. Darkening at grazing angles is due to multiple scattering and occurs whatever are the size and shape of grains but solely for incident angles close to nadir and at wavelengths with low to moderate absorption.

Another explanation to darkening at grazing angles is proposed based on the photon concept. This effect implies that the highest probable outgoing direction for a photon that is scattered out of the snow-pack is near vertical. This is explained as follow : considering a photon, at a given depth in the snowpack, known to escape the snowpack in the future. The most probable trajectory is the one for which it will be least scattered. This trajectory is the shortest way. Consequently for a nearly isotropic photon flux inside the snowpack (multiple scattering), if it escapes at the surface, the most probable path, is a near vertical path.

(2) At wavelengths larger than $1\ \mu\text{m}$ or at large incident zenith angle, R patterns show a strong forward scattering peak. This appears both in measurements (Figs. 2.7 and 2.9) and in model results (Figs. 2.11 and 2.12). At these wavelengths, the ice absorption is significant and scattering mainly occurs close to the surface. Consequently, R patterns are mostly controlled by single scattering properties of grains and especially the phase function. The phase functions for different grain shapes (spheres, random particles, columns . . .) are characterized by a maximum around 0° scattering angle (Xie *et al.*, 2006; Warren, 1982; Mishchenko *et al.*, 1999). This means that the most probable direction of emergence for a photon that intersects an ice particle is the straight direction. Since in case of strong absorption, a photon that escapes the snowpack has only undergone a limited number of scattering events, it will most probably escape at viewing angle close to 90° in the forward direction when the incident angle is large enough ($\geq 30^\circ$). This explains the forward scattering peak that appears at high viewing angles ($\geq 60^\circ$) on $R(\theta_v, \phi)$ charts.

In addition the strong correlation observed in the log-log plot between $R(\theta_v=70^\circ)$ and α (Fig. 2.10) results in an analytic relationship of the type $R=A\alpha^B$, where A and B both vary with grain shape and size and incident angle. In practice, this relationship can be a useful tool to parametrize R (Hudson *et al.*, 2006). In a more theoretical way, the meaning of the relationship should be investigated further.

As a conclusion, two cases can be distinguished : (1) low value of absorption or near nadir incident angle, photons penetrate deep into the snowpack and R is mostly controlled by multiple scattering ; (2) strong absorption or/and high incident angle, photons are scattered near the surface and R is mainly determined by the particle phase function.

Effect of grain size and shape on snow anisotropy factor

Section 2.3.7 points that photon tracing simulations and measurements give contradictory results concerning R variations with grain size and shape. Figure 2.8 shows almost no variation of R between samples at wavelengths smaller than $1\ \mu\text{m}$. As explained by Painter & Dozier (2004a), at these wavelengths the influence of grain size and shape is limited due to low absorption and the large number of scattering events. Consequently we believe that the slight differences observed for the ratio $\frac{R(S1)}{R(S3)}$ might be due to different impurity contents. At wavelengths larger than $1\ \mu\text{m}$, the ratio of measured anisotropy factors markedly differs from unity. Variations of R for S1 and S3 are higher than for S2 (the coarsest grains). The anisotropy simulated with SnowRAT (Fig. 2.12) is, in contrast, greater for larger grains and the forward scattering peak is stronger. The two results disagree. In addition, HDRF measurements by Painter & Dozier (2004a) indicate that R is greater for large grains than for fresh snow. In Bourgeois *et al.* (2006) the forward scattering peak is also larger for large grains.

A careful study of the results presented by Xie *et al.* (2006) underlines the fact that single-scattering albedo decreases as grains size increases whatever is the shape of grains. Consequently, R becomes larger with increasing grain size as long as grain shape does not change. However, the phase functions in Fig. 5 in Xie *et al.* (2006) vary significantly with grain size. This change does not take the same direction depending on the shape of the grains.

At constant grain shape, R increases with grains size. However the intrinsic influence of grain shapes on R might be more difficult to understand given that natural variations in shape are generally coupled with changes in grain size. No general trend is obvious with our limited set of samples and this point should be studied further.

The double peak that appears for R in the $1.5\ \mu\text{m}$ absorption band for S1 (dendritic crystals) in Fig. 2.9a, also appears in the SnowRAT simulations for randomly oriented cylinders (Fig. 2.12). Both observations indicate that the double peak may be caused by elongated forms or faceted crystals (dendritic crystals, cylinders, columns ...). Simulations have been done to investigate the origin of this double peak using cylinders. Even with artificial increase of the imaginary refraction index of ice, the two maxima in the BRDF (at limb and at $(\theta_v=30^\circ, \phi=180^\circ)$) remain. This indicates that the double peak may solely involve single or multiple reflections at the surface of the grains without transmission through the grains.

The double peak has rarely been measured in the past since angular field of view of the sensors is typically too large. In addition, the incident zenith angles are generally higher than 40° .

Model/measurements discrepancies

The rainbow that appears in Fig. 2.11 is due to the fact that perfect spheres are used for this simulation. The phase function of spheres (Fig. 2, Mishchenko *et al.*, 1999) presents a local maximum at 138° scattering angle due to internal reflections. This explains the rainbow when the sun illuminates droplets. The higher the absorption is, the more contrasted the rainbow is; this point is confirmed in Fig. 2.11. This crescent or rainbow – which is not observed for natural snowpacks, is absent for any other grain shape used in the simulations.

Some other discrepancies still remain between the models and the measurements. The darkening at grazing angles is stronger in the model results than in our measurements. It is partly due to the fact that forward scattering is usually overestimated using spheres in models especially at near infrared wavelengths (Jin *et al.*, 2008). At wavelengths shorter than $1\ \mu\text{m}$, the discrepancies are mainly explained by the fact that a real snowpack (sample) has surface roughness whereas models assume a smooth surface (Jin *et al.*, 2008).

At wavelengths longer than $1\ \mu\text{m}$, a possible explanation of the slight differences between measured and modelled R is that our samples are a complex mix of shapes and sizes while the model considers only one single shape with power law size distribution.

2.3.9 Conclusions

This paper presents a large set of direct measurements of BRDF for different types of snow. The comparison with modelled BRDF and results in literature allow to explain the main BRDF variations as a function of viewing and lighting angles, wavelength, size and shape of grain.

The first point to underline is that the variations of the anisotropy factor with wavelength are controlled by the ice absorption coefficient (fig. 2.13). For wavelengths shorter than $1\ \mu\text{m}$, the most noteworthy effect at near vertical incidence is the darkening at grazing angles. This effect is a consequence of dominant multiple scattering within the snowpack. In contrast, for wavelengths longer than $1\ \mu\text{m}$ and/or large incident zenith angles, forward scattering is stronger because absorption is high and single scattering prevails and thus the anisotropy factor is mostly controlled by the phase function. Grain size and shape have a great influence. However, their respective effect on the anisotropy factor are difficult to predict at near IR wavelengths. For a given shape, the anisotropy increases with increasing size but comparison between snow grains with different shapes and sizes are more complicated. For elongated or faceted shapes such as dendritic crystals, columns or cylinders, two maxima appear on the anisotropy factor patterns.

Photon tracing and radiative transfer models predict anisotropy factors in general close to measurements. Using non-spherical shapes allows to simulate feature as the double peak, avoid artefact such as rainbow that appears for spheres and probably contribute to better agreements between models and measurements at 30° incident zenith angle for 1.0 and $1.03\ \mu\text{m}$ (Fig.8, supplement). Some discrepancies still exists most likely due to the complex mix of different crystal shapes and to the surface roughness of natural snowpack.

These results allow to estimate the error implied while considering snow as a Lambertian surface for processing remote sensing data. Furthermore, these results make accurate retrieval of snow surface spectral albedo from remote sensing reflectance data possible.

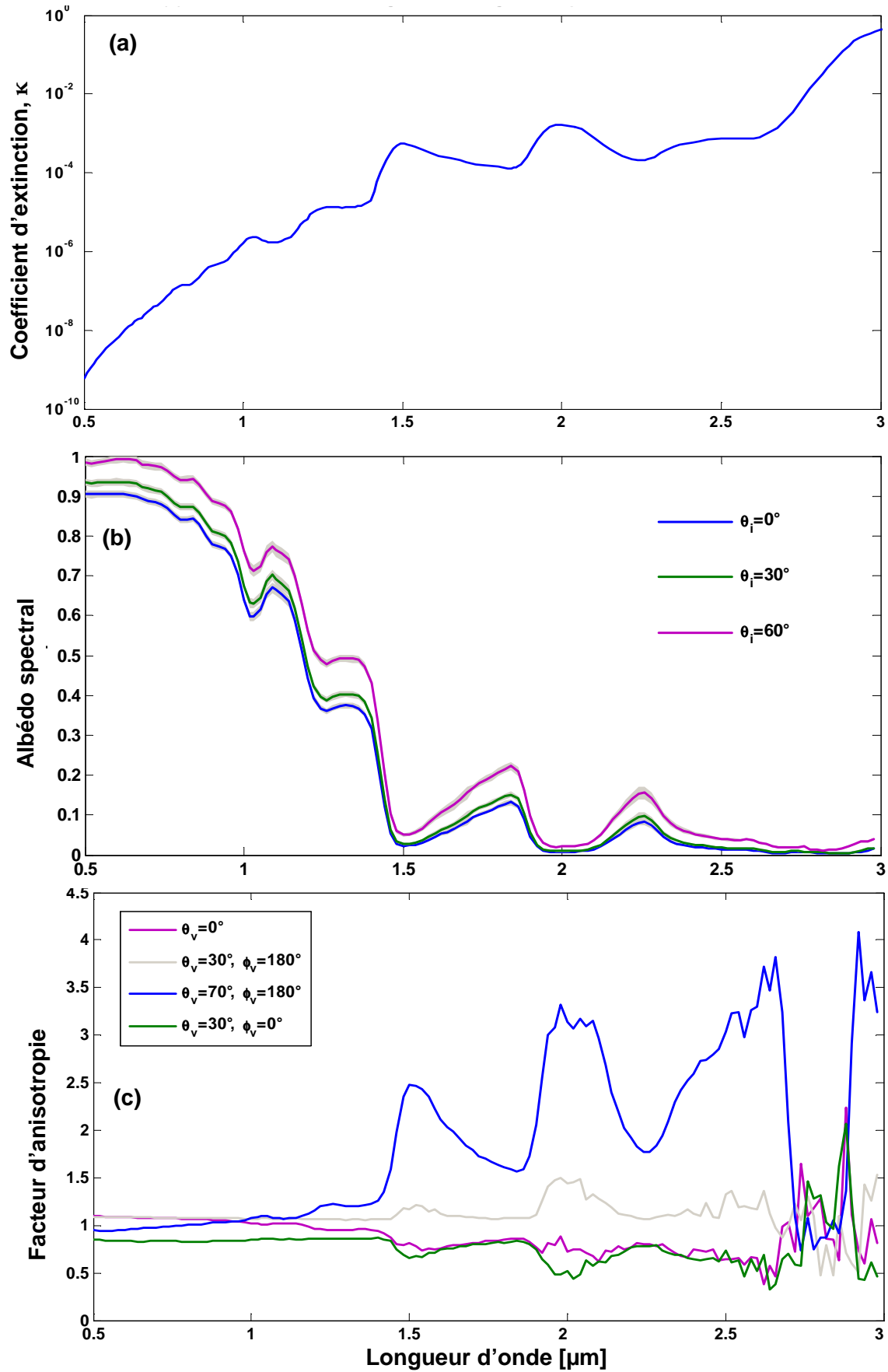


FIGURE 2.13: **Indice de réfraction, albédo et facteur d'anisotropie.** Cette figure représente (a) la partie imaginaire de l'indice de réfraction de la glace d'après Warren & Brandt (2008) ; (b) l'albédo spectral de la neige mesuré d'après Dumont *et al.* (2010) pour différents angles d'incidence et (c) le facteur d'anisotropie mesuré d'après Dumont *et al.* (2010) pour un angle d'incidence de 30° et différentes configurations géométriques d'observation. Les bandes grisées soulignent les maxima secondaires du coefficient d'extinction.

CHAPITRE 3

D'UNE PHOTOGRAPHIE À UNE CARTE D'ALBÉDO

Abstract

Accurate knowledge of temperate glacier mass balance is essential to understand the relationship between glacier and climate. Defined as the reflected fraction of incident radiation over the whole solar spectrum, the surface bolometric albedo is one of the leading variable of their mass balance. This study presents a new method to retrieve the albedo of frozen surfaces from terrestrial photography at visible and near infrared wavelengths. This method accounts for the anisotropic reflectance of snow and ice surfaces and uses a radiative transfer model for narrow-to-broadband conversion. The accuracy of the method was assessed using concomitant measurements of albedo during the summers 2008 and 2009 on Saint Sorlin glacier (Grandes Rousses, France). The results of this comparison show that the accuracy of the method is better than $\pm 10\%$ under clear-sky conditions and that main sources of uncertainty are associated with the presence of high clouds and the georeferencing of the photographs. The method is readily applicable to spatial remote sensing (Chapter 4).

Résumé

Ce chapitre présente une nouvelle méthode pour la détermination de l'albédo des surfaces enneigées et englacées à partir de photographies terrestres visible et proche-infrarouge. Cette méthode prend en compte l'anisotropie du rayonnement réfléchi par la glace et par la neige et utilise un modèle de transfert radiatif pour la conversion bandes étroites à bande large. La précision de cette méthode est évaluée grâce à des mesures d'albédo sur le glacier de Saint Sorlin (massif des Grandes Rousses, Alpes françaises). Cette comparaison montre que la précision de la méthode est meilleure que $\pm 10\%$ en terme de RMSE sur la valeur finale de l'albédo, par ciel clair. Les principales sources d'incertitudes sont associées à la présence de nuages hauts et aux erreurs lors du géoréférencement des photographies. La méthode décrite dans ce chapitre est également applicable aux autres capteurs passifs d'imageries satellitales multispectraux tels que MODIS sur TERRA ou AQUA (Chapitre 4).

3.1 Résumé étendu

L'objectif de ce chapitre est de mettre au point une méthode de mesure de l'albédo de surface d'un glacier à partir de photographies terrestres. Comme dans les chapitres précédents, cet exercice pose deux grandes difficultés :

- le passage d'une mesure angulaire (réflectance hémisphérique-conique) à une grandeur hémisphérique ;
- le passage d'une mesure spectralement discrète (bandes étroites) à une grandeur intégrée sur le spectre solaire (bande large).

De plus, en terrain de montagne, et donc fortement accidenté, une nouvelle difficulté est soulevée, la prise en compte des réflexions sur les pentes avoisinant la surface considérée. Ces réflexions ont, en effet, une contribution non négligeable au rayonnement incident.

Comme il a été décrit dans la section 1.1.3, le glacier de Saint Sorlin est équipé de deux appareils photographiques numériques : un sensible aux longueurs d'onde visibles et un sensible aux longueurs d'onde proche infrarouges (Figure 1.9). Ces deux appareils ont été calibrés spectralement et en intensité (pour une description précise de cette étape se reporter à l'annexe C). On est donc à même de transformer les comptes numériques de pixels bruts de la photographie en intensité réfléchie par le pixel que l'on observe. Outre la calibration précise de l'appareil photographique, cette étape suppose une correction de la transmittivité atmosphérique entre le pixel et l'appareil photographique, qui est calculée grâce au modèle MODTRAN (Berk *et al.*, 1989). On obtient ainsi, à ce stade, une carte du glacier où chaque pixel possède la valeur de l'intensité réfléchie dans le champ de vue des appareils photographiques et ce dans chacune des longueurs d'onde de sensibilité des appareils photographiques (Figure 1.9).

Afin d'obtenir ensuite une valeur d'albédo, il est nécessaire de connaître l'éclairement incident sur chaque pixel, $E_g(\lambda)$. Celui-ci peut se décomposer de la manière suivante :

$$E_g(\lambda) = E_s(\lambda)\cos\tilde{\theta}_s + E_d^*(\lambda) + E_t(\lambda), \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (3.1)$$

où $E_s(\lambda)$ est l'irradiance solaire directe, $E_d^*(\lambda)$ est l'irradiance diffuse, $E_t(\lambda)$ l'irradiance réfléchie par la pente avoisinante, et $\tilde{\theta}_s$ est l'angle d'illumination effectif du pixel, i.e. l'angle entre la normale à la surface et la direction du soleil (cf. annexe B). Le calcul de l'éclairement provenant du soleil et de la diffusion atmosphérique est effectué grâce au modèle SPCTRAL2 (Bird & Riordan, 1986). La contribution des pentes avoisinantes est calculée de manière itérative à partir de Sirguy *et al.* (2009).

A l'aide des deux étapes précédentes, on est à même de connaître la réflectance conique-hémisphérique pour chaque pixel. L'étape suivante est le passage à une grandeur hémisphérique pour l'observation. En d'autres termes, si $L_{photo}(\lambda)$ est l'irradiance mesurée par l'appareil photographique dans une certaine bande, cette dernière est fonction de l'éclairement solaire direct et diffus, de la réflectance directionnelle-hémisphérique, $\alpha(\lambda)$ et de la BRDF, $\rho(\lambda)$.

$$L_{photo}(\lambda) = f(E_g(\lambda), \alpha(\lambda), \rho(\lambda)) \quad [\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}] \quad (3.2)$$

Afin de n'obtenir qu'une seule inconnue, α , dans l'équation 3.2, on utilise les facteurs d'anisotropie mesurés dans le chapitre 2 qui nous donne (Eq. 2.3). Ces facteurs nous permettent effectivement de relier α et ρ . Une hypothèse sur la variation spectrale (Fig. 3.3) nous permet de réduire l'équation 3.2 à une simple relation de proportionnalité. Cette étape aboutit donc à une carte d'albédo spectral, α , du glacier, pour chacune des bandes de sensibilité spectrale des appareils photographiques.

La dernière étape est la conversion bandes étroites à bande large. Cette conversion est effectuée grâce à une base de données d'albédo spectral de la neige et de la glace générée avec le modèle de transfert radiatif DISORT (Stamnes *et al.*, 1988), en faisant varier sur un large domaine les propriétés physiques de la neige et de la glace (la SSA et les impuretés). L'algorithme recherche dans cette base de données l'albédo spectral le plus proche de celui mesuré. Enfin, par intégration de l'albédo spectral convolué à $E_g(\lambda)$, on obtient une carte d'albédo bolométrique large-bande, A , du glacier.

L'ensemble de cette méthode est décrit de manière schématique sur la Figure 3.1.

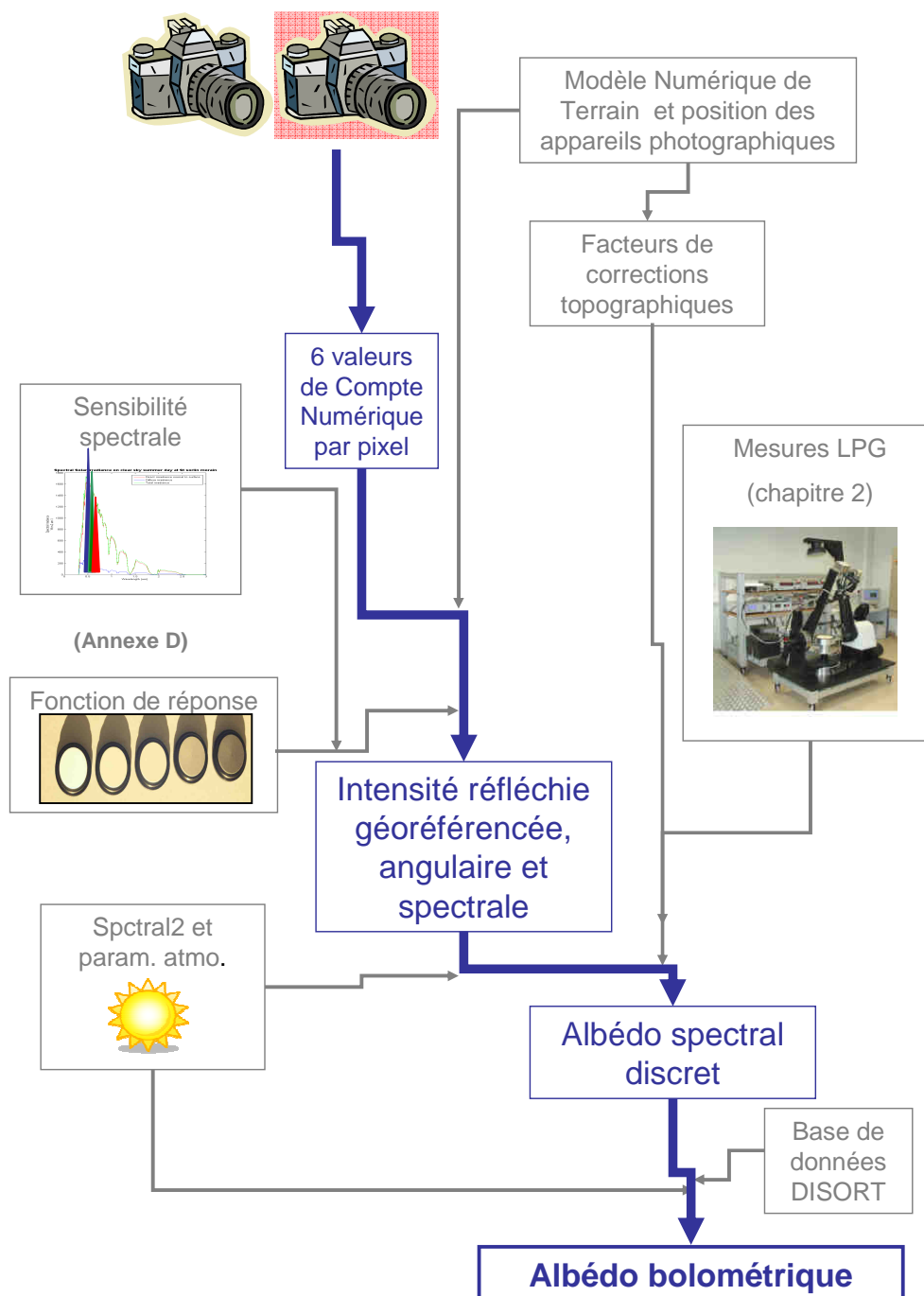


FIGURE 3.1: Représentation schématique de la méthode de détermination de l'albédo à partir de photographies terrestres.

Une estimation de la précision de la méthode est possible grâce aux mesures d'albédo effectuées sur le glacier de Saint Sorlin durant les étés 2008 et 2009 (Section 3.4.3). La précision attendue sur la valeur finale

de l'albédo est de $\pm 10\%$ (erreur quadratique moyenne) par ciel clair et pour une carte avec une résolution spatiale de $10 \times 10 \text{ m}^2$. Les principales sources d'incertitudes sont les nuages hauts non détectés qui induisent une erreur dans la modélisation de $E_g(\lambda)$ et le géoréférencement des photographies. La méthode décrite ici est parfaitement adaptable à d'autres capteurs d'imagerie multispectrale comme il sera montré dans le Chapitre 4.

La suite de ce chapitre est adaptée de :

Monitoring spatial and temporal variations of surface albedo on Saint Sorlin Glacier (French Alps) using terrestrial photography

M. Dumont¹, P. Sirguey², Y. Arnaud³ and D. Six¹

1. Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, 54 rue Molière, 38402 Saint Martin d'Hères cedex, France

2. School of Surveying, University of Otago, PO Box 56, Dunedin, New Zealand

3. IRD-LTHE, Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, 54 rue Molière, 38402 Saint Martin d'Hères cedex, France

3.2 Introduction

The energy transfer at the surface of a glacier is controlled by meteorological variables (e.g., air temperature and humidity profiles, wind speed) as well as surface variables (e.g., albedo, surface temperature, surface roughness) (Hock, 2005). Temperate glaciers, which are characterized by a temperature being close to the melting point (Paterson, 1994, p.12), are very sensitive to these variables (Vincent, 2002). Their variations yield modifications of the water phase that affect the mass balance of glaciers.

The bolometric albedo of a surface (Bonnefoy, 2001) - referred to as albedo in the following - is defined as the fraction of the incident irradiance that is reflected by the surface over the whole solar spectrum. Thus, the albedo governs the amount of shortwave radiation that is effectively absorbed by the material. Since shortwave radiation plays a major role in the energy budget of temperate glaciers (Sicart *et al.*, 2008; Slaymaker & Kelly, 2007, p.57), the albedo becomes one of the leading variables controlling the energy balance (Six *et al.*, 2008). Consequently, an accurate estimation of the surface albedo is essential to compute correctly the mass balance of glaciers. The albedo of glaciers is highly variable, both temporally and spatially.

It can range from more than 90% for fresh snow down to around 20% for dirty ice (Warren, 1982; Oerlemans & Knap, 1998). These variations are due principally to the variability in size and shape of the ice grains, the distribution, type, and content of impurities, the surface roughness, the liquid water content, and the characteristics of the irradiance (Warren, 1982; Aoki *et al.*, 2007; Jin *et al.*, 2008; Dozier *et al.*, 2009). In the context of modelling the mass balance of glaciers and/or modelling global climate, spatial and temporal estimates of the albedo of frozen surfaces (i.e., ice and snow) are required. In practice, this variable is often parameterized (Hock, 2005; Gardner & Sharp, 2010). However, albedo values obtained with such empirical methods often exhibit substantial discrepancies with ground measurements (Pedersen & Winther, 2005). Therefore, more systematic measurements are needed to develop, validate, and improve parameterizations schemes.

Terrestrial and spaceborne remote sensing proved to be a desirable and efficient way to monitor the temporal and spatial variations of snow properties (Corripio, 2004; Dozier *et al.*, 2009). For instance, studies have reported on the use of remote sensing to retrieve snow albedo (Dozier *et al.*, 2009), fraction of snow covered area (Sirguey *et al.*, 2009), or grain size (Lyapustin *et al.*, 2009; Jin *et al.*, 2008). The retrieval of snow and ice bolometric albedo from remote sensing techniques is based on the combination of measured spectral reflectance which often implies errors larger than 10% (Dozier *et al.*, 2009).

In addition it has been showed that ignoring the anisotropic reflection pattern of snow surfaces in the computation of albedo can introduce an additional error in the order of 10%, especially when the incident solar zenith angle is high (Painter & Dozier, 2004b; Hudson *et al.*, 2006; Dumont *et al.*, 2010). Most of these studies propose different solutions to address the two main difficulties encountered while converting remote sensing reflectance measurements into bolometric albedo values : (i) the fact that snow and ice are not Lambertian surfaces, meaning that the reflected radiance varies over the overlying hemisphere (Hudson *et al.*, 2006, 2010; Lyapustin *et al.*, 2009) ; (ii) the conversion from narrow band measurements to broadband values required when computing the radiative budget of the surface.

Corripio (2004) developed a method to retrieve glacier albedo from terrestrial photography that addressed the topographic effects on incident and reflected radiation. Nevertheless, this method does not take into account the anisotropy of the surface. In addition, it requires at least one measurement of albedo to be made in the field at a location visible in the image to estimate the albedo in the remaining pixels. This

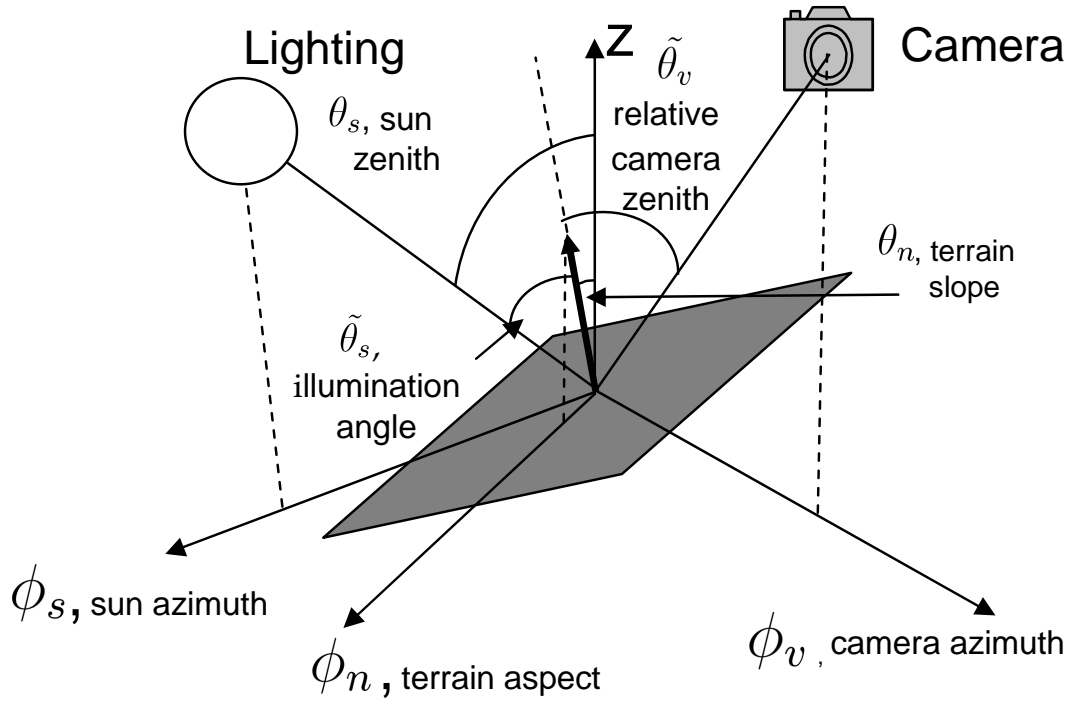


FIGURE 3.2: Definition of the relative geometry between a glacier pixel, the sun, and the camera (adapted from Sirguey *et al.*, 2009.).

shortcoming arises from the fact that the system designed by Corripio (2004) is not readily capable of providing estimates of the spectral ground reflectance to allow a direct spectral conversion of the image into broadband albedo. In addressing most topographic and atmospheric effects on the irradiance, Sirguey *et al.* (2009) proposed a method to retrieve spectral ground reflectance values in mountainous terrain from remotely sensed data. Although this technique did not readily implement the effect of directional reflectance, it provided an incremental step towards the direct mapping of the surface albedo in rugged terrain.

Building on the work of Corripio (2004) and Sirguey *et al.* (2009), this study reports on the design of a new method to retrieve glacier surface bolometric albedo from terrestrial photography, while accounting for the anisotropic reflectance of the frozen surface. In the first section, a precise definition of the albedo and the related radiometric quantities used in the paper are provided. The study site (Saint Sorlin glacier, French Alps) and measurement devices are presented in Section 3.4. Section 3.5 describes the algorithm that was designed to map the albedo from visible and near IR digital photography of the glacier. The results obtained with this method on the validation site during the 2008 and 2009 summers are presented in Section 3.6. Finally, the advantages and accuracy of the method are discussed in Section 3.7.

3.3 Definitions

All the definitions are given in section 2.1.

In the following, the subscript v refers to the viewing direction of the camera and s to the sun. Tilded angles are defined in the reference frame attached to the considered pixel of the glacier (see Fig. 3.2b and appendix B).

TABLE 3.1: Wavelengths of maximum spectral sensitivity λ_c of the two cameras. The measurements of camera spectral sensitivity (Demircan *et al.*, 2000) have been conducted using a monochromatic source and a spectro-goniometer (Brissaud *et al.*, 2004). In this study, the spectral sensitivity of each channel is approximated by a Dirac delta distribution, δ_{λ_c} .

Camera	Channel 1 and 4	Channel 2	Channel 3
Visible EOS 400D	550 nm	480 nm	600 nm
Modified EOS 400 D	710 nm	830 nm	680 nm

3.4 Study site and instrumentation

3.4.1 Saint Sorlin glacier

Situated by 45.10° N and 6.10° E in the Western Alps of France (Grandes Rousses area), Saint Sorlin glacier covers 3 km^2 (Fig. 1.3). The glacier extends from around 2700 m a.s.l at its terminus to nearly 3500 m a.s.l. at Etendard peak. Its mass balance has been monitored by the Laboratoire de Glaciologie et de Geophysique de l'Environnement (LGGE, Grenoble, France) for several decades (the monitoring program started in 1957) (Vincent, 2002). Much information about this site is available at <http://www-lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs>.

A permanent Automatic Weather Station (AWS) set on the moraine (2700 m a.s.l, see location in Fig. 1.3) has recorded data since 2005. Measurements of air temperature, pressure, and relative humidity are used to compute the solar irradiance as described in Section 3.5.

3.4.2 Imaging radiometer system

Two digital cameras were set up next to a hut, above the glacier tongue, nearby the permanent AWS (note the location of the hut in Fig. 1.3). They imaged automatically the whole glacier several times a day over the period from June to September. The first camera is a standard off-the-shelf camera based on a body Canon EOS 400D (22.2×14.8 CMOS sensor with 10.1 million effective pixels). The second (modified EOS 400D) is also based on a EOS 400D body, but whose sensor was modified to capture near-infrared radiation (NIR). Table 3.1 provides the wavelengths of maximum spectral sensitivity (Demircan *et al.*, 2000) for each channel (RVB) of both cameras. In this study, the spectral sensitivity of each channel is approximated by a Dirac delta distribution centered in λ_c . Both cameras were equipped with a Canon EF 18 mm lens to provide a field of view encompassing the whole glacier.

A radiometric calibration of both cameras was conducted to determine the response function of the sensors. The latter relates the Digital Number of a pixel in each channel to the spectral radiance received by the camera sensor, I_{photo} (Grossberg & Nayar, 2004). It was measured under precisely controlled illumination using Lambertian surfaces of known reflectance (Labsphere[®] samples). More details about this calibration are given in Dumont *et al.* (2009) and in appendix C.

3.4.3 Measurements of reference albedo

In order to assess the accuracy of the maps of albedo derived from the photographs, measurements of the albedo were collected. Additional AWS were installed on the glacier during the ablation season (i.e.,

summer). From June to September 2008, two stations were set in the ablation and accumulation areas, respectively. During summer 2009, a single AWS was set in the ablation zone. The locations of the temporary stations are indicated in Fig. 1.3.

These temporary stations were equipped with a net radiometer Kipp and Zonen CNR1. The two pyranometers facing upward and downward, respectively, were used to measure the incident and reflected shortwave radiation (305 – 2800 nm) with a 15 mn time interval. The ratio of both quantities allowed the bolometric albedo of the surface to be estimated. Considering a possible tilt of the instrument with respect to the surface of the glacier and the intrinsic accuracy of the sensor in both directions ($\pm 3\%$ in terms of Root Mean Square Error (RMSE), Six *et al.*, 2008), the expected accuracy of the measured albedo value is $\pm 10\%$ (RMSE) (Kipp & Zonen, 2009).

3.5 Method

This section describes the method implemented to retrieve the bolometric albedo from two digital photographs (i.e., visible and NIR) of the glacier. In this study only clear-sky photographs were considered so as to enable a simple model to be used towards the computation of the solar irradiance at the ground level and to avoid cloud shadows on the surface of the glacier.

3.5.1 Preliminary processing of the digital photographs

The digital photographs of the glacier were saved in raw format to avoid unwanted distortions of the DN values measured by the camera sensor. Using the IRIS image processing software (<http://astro-surf.com/buil/>), the 3 channels from each photograph (i.e., visible and NIR) were isolated. Thus, measurements of spectral radiance for each central wavelength λ_c (as indicated in Tab. 3.1) could be obtained.

Although the cameras were fixed, a slight tilt and/or translation may occur. Therefore, each photograph was rectified using the method described in Corripio (2004) and a Digital Elevation Model (DEM) of the glacier. To provide perfect co-registration of the visible and near IR photographs, a co-georeferencing of both photographs was conducted using manually identified ground control points.

The DEM of the glacier used in this study was generated from airborne altimetric laser measurements performed on August, 6th 2008. The horizontal and vertical accuracy of the DEM is better than 50 cm. The original 1 m spatial sampling was resampled to create a DEM with 10 m pixel size using a bilinear interpolation.

3.5.2 Calculation of the incident radiation

The photographic measurements are related to reflected radiation only. Since the albedo is the ratio between the reflected and the incident radiant flux, it is necessary to estimate the spectral irradiance received by each pixel of the glacier. The latter was estimated using the simple parametric transmittance model described in Sirguey *et al.* (2009). The ground spectral incident irradiance $E_g(\lambda)$ is the sum of three contributions :

$$E_g(\lambda) = E_s(\lambda)\cos\tilde{\theta}_s + E_d^*(\lambda) + E_t(\lambda), \quad (3.3)$$

where $E_s(\lambda)$ is the direct solar irradiance, $E_d^*(\lambda)$ is the total diffuse irradiance on slope, $E_t(\lambda)$ is the irradiance reflected by the adjacent slopes, and $\tilde{\theta}_s$ is the illumination angle defined as the relative angle between the normal to the surface and the solar direction (see Fig. 3.2b and appendix B in this paper and Eq. 6 in Sirguey *et al.*, 2009).

Spectral solar irradiance

$E_s(\lambda)$ is computed as the extra-terrestrial solar irradiance weighted by the sun-to-ground atmospheric transmittance $T_s(\lambda)$ for each pixel of the DEM. Both are calculated using a modified version of the SPCTRAL2 radiative model (Bird & Riordan, 1986) described in Sirguey *et al.* (2009). The total water vapour column is derived from Prata (1996) using air temperature, pressure, and relative humidity measured near the terminus of the glacier by the permanent AWS (see Section 3.4). The aerosol optical depth has been measured several times on the glacier using a sun-photometer and is assumed to be constant in the study since the measured optical depth does not vary significantly between the different days (measurements were performed at the same hour). The ozone total columns are obtained from the Ozone and Water Vapour Group (OZWV, <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ozwv>) and this punctual measurement is considered to be valid for the whole extent of the study area.

In terms of accuracy, Sirguey *et al.* (2009) demonstrated that this modified version of SPCTRAL2 was in very good agreement with the more rigorous radiative model 6S (Vermote *et al.*, 1997). Since spectral measurement of solar irradiance were not available at the study site, the solar irradiance estimated from SPCTRAL2 was integrated over the spectral domain [305,2800 nm] and compared to the measurements from the CNR1 sensor installed on the moraine. Individual measurements obtained over 10 days at a 60 min sampling interval demonstrated that the discrepancies between the two estimates was less than the inherent accuracy of the CNR1 sensor for incident irradiance (i.e., $\pm 3\%$ RMSE, Six *et al.*, 2008).

Accounting for topographic effects

As described in Eq. 3.3, both the diffuse environmental irradiance and the irradiance reflected by the adjacent slopes contribute to the total irradiance received by a pixel of the glacier. Both contributions involve multiple reflections between the surface and the sky, and between adjacent slopes. These effects can be addressed by means of an iterative method to estimate the incident ground irradiance (Sirguey *et al.*, 2009). At each iteration, the ground reflectance $\alpha(\lambda)$, and ground irradiance are calculated for each pixel of the photo (see also 3.5.3). They are used to update the incident irradiance. The convergence of the method is discussed in Sirguey *et al.* (2009). Considering Eqs. 11, 23, 24 and 25 in Sirguey *et al.* (2009), the ground incident radiation at each iteration (i) can be written as

$$E_g^{(i)} \left[\frac{1 - \bar{\alpha}_t^{(i-1)}(C_t + \bar{C}_t)}{1 - \bar{\alpha}_t^{(i-1)}\bar{C}_t} \right] = \left(\frac{E_r + E_a + E_s \cos \theta_s \bar{\alpha}_e^{(i-1)}}{1 - \bar{\alpha}_e^{(i-1)}} \right) \left[T_s \frac{\cos \tilde{\theta}_s}{\cos \theta_s} + (1 - T_s)V_d \right] + E_s \cos \tilde{\theta}_s, \quad (3.4)$$

where the wavelength λ has been omitted for clarity. V_d and C_t are the sky-view and terrain configuration factors, respectively. Both were obtained from an analysis of the DEM as described in Sirguey *et al.* (2009). θ_s is the solar zenith angle. E_r and E_a are the downward Rayleigh and aerosols scattering irradiance estimated using the modified SPCTRAL2 model. $\bar{\alpha}_e(\lambda)$ is the environmental reflectance averaged on the whole glacier. $\bar{\alpha}_t(\lambda)$ is the mean terrain reflectance computed in the neighborhood of each pixel by means of a 1 km moving window average.

The effects of shadow were ignored and only parts of the glacier in direct sunlight were taken into account.

3.5.3 From measured radiance to spectral albedo

We are now able to compute the irradiance received by each pixel of the glacier. To retrieve the albedo, we must also estimate the total reflected irradiance by each pixel from the measurement made by the cameras.

Radiance measured by the camera sensor

To retrieve the albedo, it is necessary to estimate the total hemispherical radiant exitance reflected by the considered pixel from the measurements obtained from the photographs. First, the camera instantaneous field of view (IFOV) for a pixel is not infinitesimal so that the quantity measured by the camera is not truly a directional quantity. Nevertheless, the IFOV is small (less than 10^{-2} sr). The effect of this solid angle was accounted for while measuring the response function (Dumont *et al.*, 2009). Therefore, the measurement can be assumed directional. Second, the reflected radiance is attenuated by atmospheric content (mainly water vapour and aerosols) before it reaches the camera. The pixel-to-sensor transmittance was accounted for following the method described in Corripio (2004). The horizontal transmittance was computed using MODTRAN (Berk *et al.*, 1989) with rural aerosol profile as a function of the distance between the camera and the considered pixel.

In the channel λ_c , the radiance originating from a pixel and measured by the camera depends on their relative orientation. This radiance $L_{\text{photo}}(\tilde{\theta}_v, \tilde{\phi}_v, \lambda_c)$ is the sum of the reflections of incident radiance $L_g(\theta_i, \phi_i, \lambda_c)$ originating from all the directions of the overlying hemisphere :

$$L_{\text{photo}}(\tilde{\theta}_v, \tilde{\phi}_v, \lambda_c) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} L_g(\theta_i, \phi_i, \lambda_c) \rho(\theta_i, \tilde{\theta}_v, \phi_i - \tilde{\phi}_v, \lambda_c) \cos \theta_i \sin \theta_i d\theta_i d\phi_i. \quad (3.5)$$

As explained in Section 3.5.2, the ground incident irradiance accounts for a direct and a diffuse contribution. $E_{\text{diff}}(\lambda)$ can be inferred from Eq. 3.3 as $E_{\text{diff}}(\lambda) = E_g^{(i)}(\lambda) - E_s(\lambda) \cos \tilde{\theta}_s$. $E_{\text{diff}}(\lambda)$ is formed by the diffuse atmospheric radiation on slope $E_d^*(\lambda)$ (Sirguey *et al.*, 2009), and the terrain reflected irradiance $E_t(\lambda)$.

The diffuse atmospheric contribution can be considered to be isotropic (Schaeppman-Strub *et al.*, 2006) and, in a first approximation, $E_t(\lambda)$ is assumed to be isotropic as well. Consequently, the incident radiance originating from a direction (θ_i, ϕ_i) can be written as

$$L_g(\theta_i, \phi_i, \lambda) = \frac{E_s(\lambda)}{\sin \tilde{\theta}_s} \delta_{\tilde{\theta}_s, 0}^2(\theta_i, \phi_i) + \frac{E_{\text{diff}}(\lambda)}{\pi}, \quad (3.6)$$

where $\delta_{\tilde{\theta}_s, 0}^2(\theta, \phi)$ is the two-dimensional Delta dirac distribution defined as $\delta_{\tilde{\theta}_s, 0}^2(\theta, \phi) = 0$, $(\theta - \tilde{\theta}_s)^2 + \phi^2 \neq 0$ and $\int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \delta_{\tilde{\theta}_s, 0}^2(\theta, \phi) d\theta d\phi = 1$.

Indeed, Eq. 3.6 verifies

$$\int_0^{\frac{\pi}{2}} \int_0^{2\pi} L_g(\theta_i, \phi_i, \lambda) \sin \theta_i \cos \theta_i d\theta_i d\phi_i = E_s(\lambda) \cos \tilde{\theta}_s + E_{\text{diff}}(\lambda). \quad (3.7)$$

Consequently,

$$L_{\text{photo}}(\tilde{\theta}_v, \tilde{\phi}_v, \lambda_c) = E_s(\lambda_c) \cos \tilde{\theta}_s \rho(\tilde{\theta}_s, \tilde{\theta}_v, -\tilde{\phi}_v, \lambda_c) + \frac{E_{\text{diff}}(\lambda_c)}{\pi} \alpha(\tilde{\theta}_v, \lambda_c). \quad (3.8)$$

Snow and ice anisotropy

The first step to perform towards the estimation of the bolometric albedo is to retrieve the spectral albedo as defined in Eq. 2.2. Since $\rho(\theta, \theta_v, \phi - \phi_v, \lambda) = \rho(\theta_v, \theta, \phi_v - \phi, \lambda)$ (Helmoltz reciprocity principle, Bonnefoy, 2001), rearranging Eq. 3.8 and using Eq. 2.3 yields

$$\alpha(\tilde{\theta}_v, \lambda_c) = \frac{\pi L_{\text{photo}}(\tilde{\theta}_v, \tilde{\phi}_v, \lambda_c)}{E_s(\lambda_c) \cos \tilde{\theta}_s R(\tilde{\theta}_v, \tilde{\theta}_s, \tilde{\phi}_v, \lambda_c) + E_{\text{diff}}(\lambda_c)}. \quad (3.9)$$

$R(\tilde{\theta}_v, \tilde{\theta}_s, \tilde{\phi}_v, \lambda_c)$ was estimated using measurements of the BRDF obtained over snow and ice with a spectro-gonioradiometer as explained in Dumont *et al.* (2010).

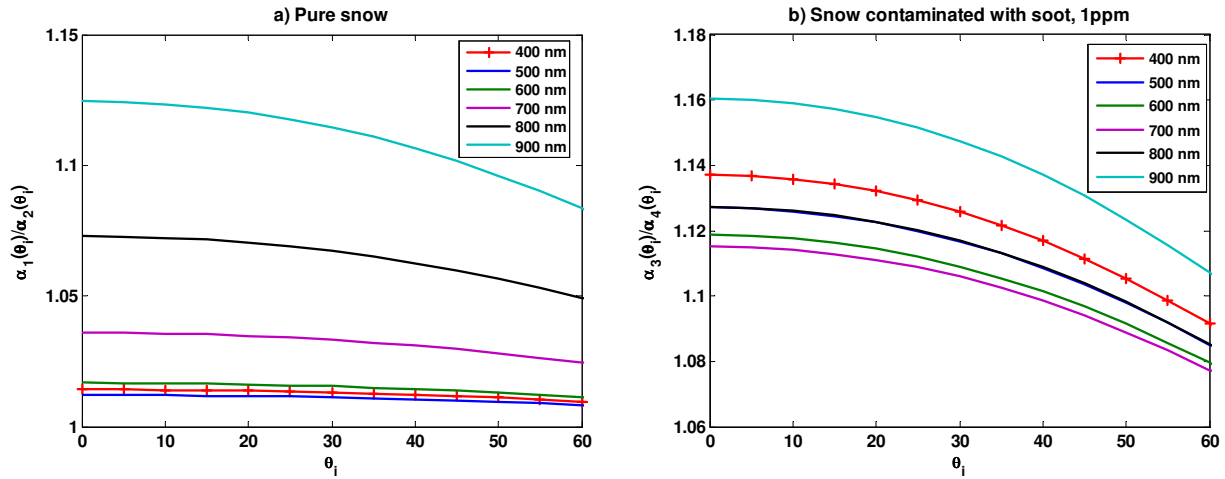


FIGURE 3.3: Ratio $\frac{\alpha(SSA=150m^2 kg^{-1})}{\alpha(SSA=30m^2 kg^{-1})}$, for six wavelengths and as a function of the incident zenith angle, θ_i . (a) Pure snow (b) Snow contaminated with soot (1 ppm).

3.5.4 From spectral reflectance to bolometric albedo

The previous section demonstrated how the spectral albedo was estimated for each pixel of the glacier in the six wavelengths corresponding to the tree channels of each camera. The final objective remains to estimate the bolometric albedo (Eq. 2.4) for each pixel. Towards this goal, a narrowband to broadband conversion must be considered whereby the discrete values of spectral albedo are used to estimate the albedo with respect to the whole spectrum.

Database of spectral albedo for snow and ice

To perform this conversion, a database of spectral albedo for snow and ice was created using the radiative transfer code DISORT (Stamnes *et al.*, 1988). This database was created with the Surface Specific Area (Legagneux *et al.*, 2002) ranging from 30 to 150 m² kg⁻¹ for snow while it was set to 1 m² kg⁻¹ for ice. Two kinds of impurities were taken into account : mineral dust and soot. The imaginary part of the spectral refraction indices of impurities were obtained from the Gestion et Etudes des Informations Spectroscopiques Atmospheriques (GEISA) database (<http://ara.lmd.polytechnique.fr/htdocs-public/products/GEISA/HTML-GEISA/GeisaAccess.html>). Impurity content ranging from 0 to 200 ppm was used for mineral dust and from 0 to 100 ppm for soot. The database totalized the simulated spectral albedo of 754 snow targets and 19 ice targets for 16 incident zenith angles.

Optimisation

For each pixel, the algorithm searches the database to find the spectral albedo which minimizes the distance to the six spectral albedos points estimated from the images. For most types of snow and ice, we assume that $\alpha(\theta, \lambda) \approx h(\lambda)g(\theta, \lambda)$ where $g(\theta, \lambda)$ is independent of the grain size [hypothesis (1)]. Figure 3.3 shows that hypothesis (1) is acceptable up to $\lambda \approx 800$ nm and introduces a maximum uncertainty in terms of spectral albedo of $\pm 5\%$. Since $\lambda_c^{\max} = 830$ nm, this hypothesis is applicable here.

Let $\int_{\Delta\lambda} M(\lambda)d\lambda$ be the numerator of Eq. 2.4. Using Eq. 3.6, the radiant exitance $M(\lambda)$ can be expressed as

$$M(\lambda) = E_s(\lambda) \cos \tilde{\theta}_s \alpha(\tilde{\theta}_s, \lambda) + 2E_{\text{diff}} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \alpha(\theta_i, \lambda) \cos \theta_i \sin \theta_i d\theta_i. \quad (3.10)$$

Using hypothesis (1), it comes that

$$M(\lambda) = h(\lambda) \left[E_s(\lambda) \cos \tilde{\theta}_s g(\tilde{\theta}_s, \lambda) + 2E_{\text{diff}} \int_0^{\frac{\pi}{2}} g(\theta_i, \lambda) \cos \theta_i \sin \theta_i d\theta_i \right]. \quad (3.11)$$

$g(\theta, \lambda)$ was calculated from the analysis of the DISORT database of ice and snow for each impurity type and content. The simulated value of the spectral albedo $\alpha_{\text{DISORT}}(\theta_v, \lambda_i)$ at each center wavelength λ_i and observation angle (θ_v, ϕ_v) was calculated for all the targets in the database. For each pixel, $h_{\text{photo}}(\lambda_i)$ was computed based on the estimation of the spectral albedo obtained from the photo (Eq. 3.9) and the hypothesis (1). Then, the database was searched to determine the target that minimized the spectral distance $S = \sqrt{\sum_{i=1}^6 (h_{\text{photo}}(\lambda_i) - h_{\text{DISORT}}(\lambda_i))^2}$. The function h_{DISORT} of this target was used to estimate $M(\lambda)$ with Eq. 3.11. Finally, the bolometric albedo A could be obtained using Eq. 2.4 for each pixel of the glacier.

3.6 Results

The retrieval algorithm was tested on the Saint Sorlin glacier (Section 3.4) during the summers 2008 and 2009. The weather conditions enabled 12 pairs of photographs to be captured during the summer 2008 (the acquisition time was between 12 and 13h Local Time), while 62 pairs were acquired during the summer 2009. During summer 2009, acquisition times were set at 9, 12 and 15h in order to capture more comparison points, as well as giving an opportunity to investigate the diurnal variation and the impact of the variations of the solar incident zenith angle on the retrieval method. Reference values of bolometric albedo were measured simultaneously with the AWS described in Section 3.4.

3.6.1 Estimated maps of albedo

Figure 3.4 shows two photographs of the surface of the glacier captured by the unmodified camera on June 12th and August 4th, 2009 along with the corresponding map of bolometric albedo estimated using the method described above. On June 12th, the whole surface was covered with snow. The bolometric albedo ranged from 0.5 (dirty old snow) near the terminus to 0.8 (fresh snow) at the top of the glacier. On August 4th, most parts of the surface exhibited dirty ice surfaces with albedo values as low as 0.3. Only a fraction of the surface at high elevation in the accumulation zone was still covered by snow whose albedo was estimated to reach 0.7.

3.6.2 Comparison with measurements

The scatter plot in Fig. 3.5 shows the values of bolometric albedo retrieved from the terrestrial photography at the locations corresponding to the AWS_{accumulation,2008} and AWS_{ablation,2008} (see Fig. 1.3). Figure 3.5 shows the bolometric albedo retrieved based on two hypothesis : (1) snow and ice were assumed to be Lambertian surfaces ; (2) the BRDF effects were not ignored and the anisotropy factor described in Section 3.5.3 was considered. Figure 3.6 is similar to Fig. 3.5 and illustrates the comparison between the retrieved and measured albedo values during the summer 2009. During summer 2009, only one AWS was set on the glacier. Therefore, the time of the photography (i.e., 9h, 12h and 15h Local Time) is illustrated in Fig. 2.8 with different symbols.

The summary statistics between the albedo retrieved from terrestrial photography and that measured with the AWS are shown in Tab. 3.2. The distribution of the retrieved albedo exhibits a non significant bias when the anisotropy factor is considered. The bias is larger when the surfaces are assumed to be lambertian.

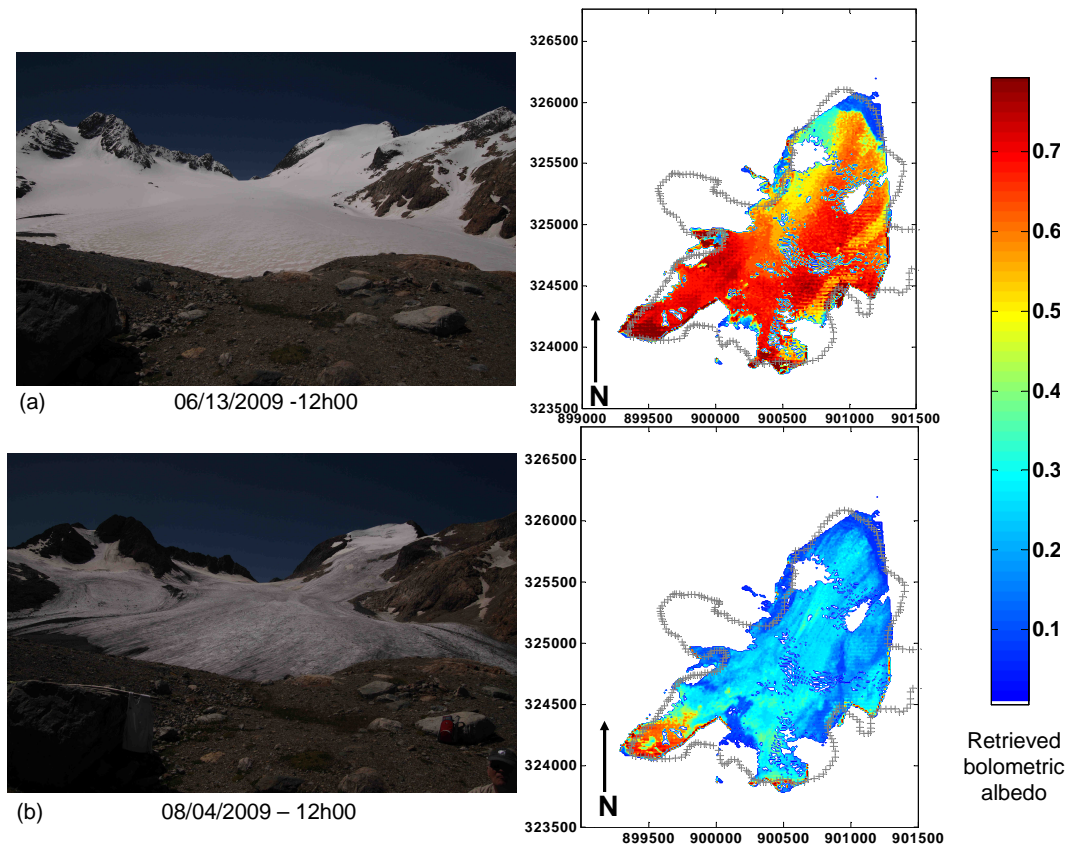


FIGURE 3.4: Visible photography of the Saint Sorlin glacier (left) and the derived albedo map (right) on 2009/06/13 12h00 Local Time (top) and 2009/08/04 12h00 Local Time (bottom).

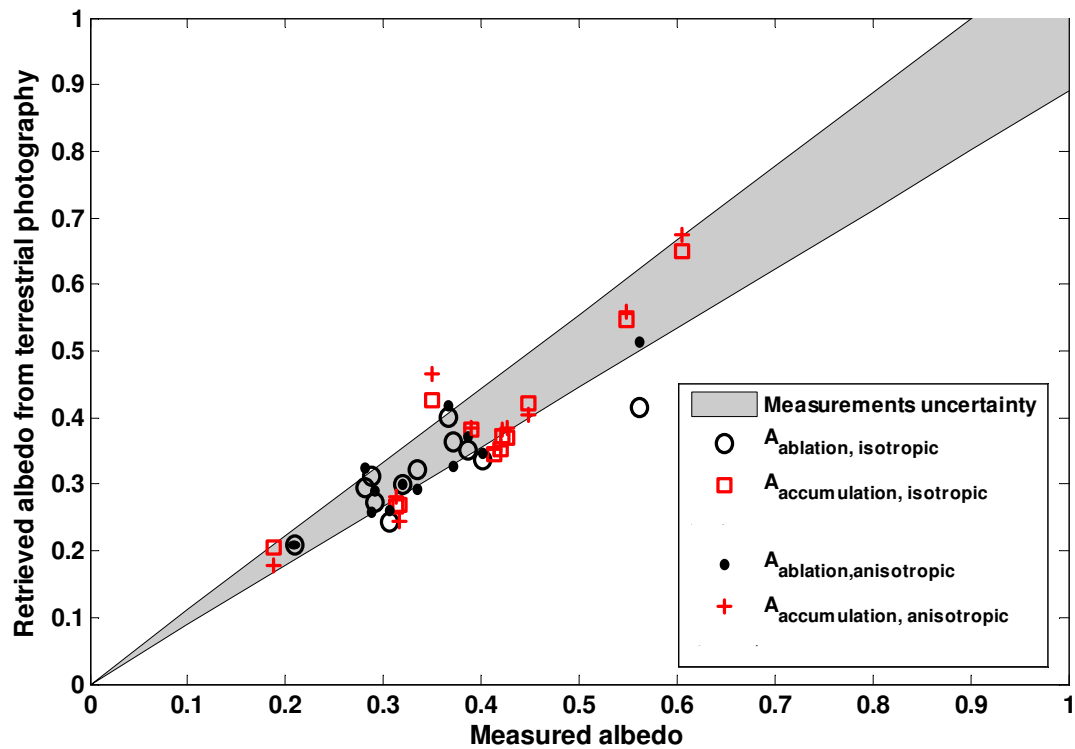


FIGURE 3.5: Comparison between the bolometric albedo retrieved from terrestrial photography and the albedo measured by the AWS during the summer 2008. The gray area depicts the uncertainties of albedo measurements ($\pm 10\%$). The squares and the circles correspond to the albedo estimated from the photographs while ignoring the anisotropic reflectance of snow and ice. The dots and crosses show the albedo estimated while modelling the anisotropy.

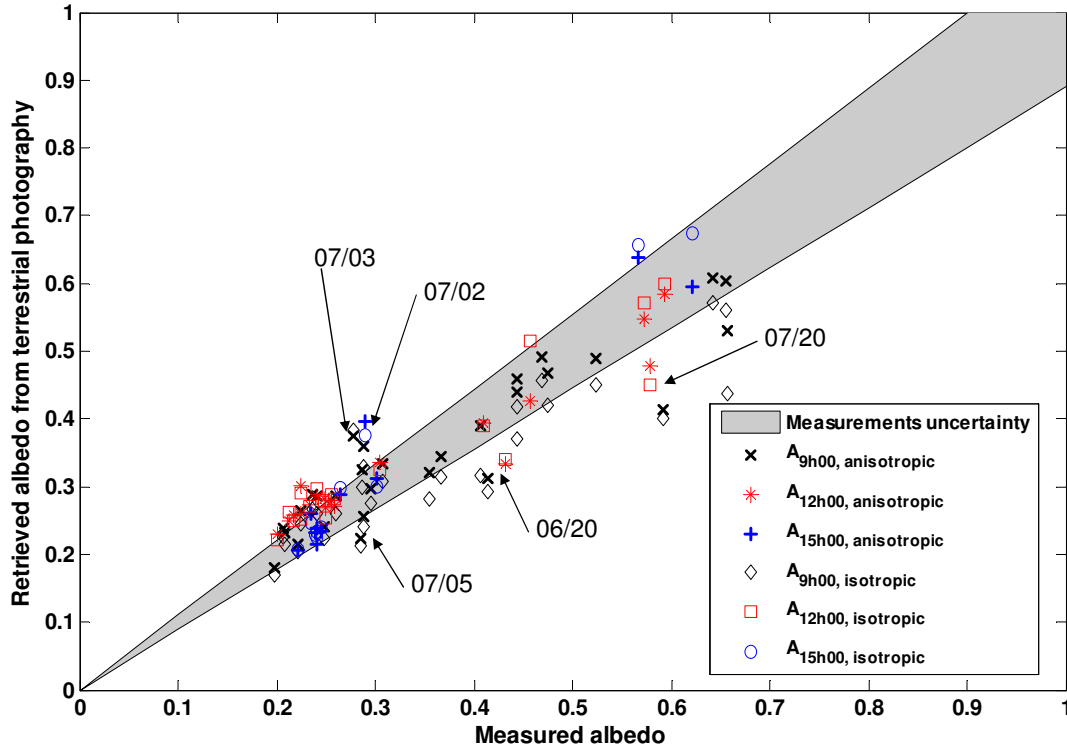


FIGURE 3.6: Comparison between the bolometric albedo retrieved from terrestrial photography and the albedo measured by the AWS during the summer 2009. The gray area depicts the uncertainties of albedo measurements ($\pm 10\%$). The squares and the circles correspond to the albedo estimated from the photographs while ignoring the anisotropic reflectance of snow and ice. The dots and crosses show the albedo estimated while modelling the anisotropy.

Similarly, the root mean square deviation (RMSE) values are generally reduced when using the correction for anisotropic effects. These statistics suggest a better accuracy of the retrieved albedo when the anisotropy factor is introduced compared to the lambertian assumption. The 99% confidence intervals (CI) for the RMSE were computed as described in Sirguey (2009b, Appendix B). When considering all sampled data (i.e., the total columns in Tab. 3.2), the CI for the RMSE values computed with and without anisotropic factor do not overlap. This demonstrates that the implementation of the anisotropy factor allowed the RMSE to be significantly reduced (at the 99% confidence level).

In addition, Fig. 3.6 suggests that low albedo (ice) are overestimated by the method except for the photographs captured at 15h. Figure 3.6 also reveals five points (07/20 and 06/20 9h00 and 12h00, and 07/05 9h00) with very low retrieved albedo values. Finally, on 07/03 9h00 and 07/02 9h00 and 15h00, the values of bolometric albedo are overestimated. Possible explanations of these features are given in Section 3.7.

3.6.3 Spectral distance

To evaluate the spectral consistency of the retrieval algorithm (i.e., to assess whether the retrieved spectral distribution of $\alpha_{\text{photo}}(\lambda_i)$ is close to the simulated distribution $\alpha_{\text{DISORT}}(\lambda_i)$), a distance d between the spectral albedo retrieved from photography and that of the corresponding surface obtained from the DISORT simulation is defined. It is formulated as the root mean square spectral difference between both quantities as follows :

$$d = \sqrt{\frac{1}{6} \sum_{i=1}^6 (\alpha_{\text{photo}}(\lambda_i) - \alpha_{\text{DISORT}}(\lambda_i))^2}. \quad (3.12)$$

TABLE 3.2: Mean (m) and root mean square deviation (q) of the difference between the albedo retrieved from terrestrial photography and the albedo measured at the AWS. The subscript *iso* corresponds to the results when ice and snow were assumed to be Lambertian surfaces. The subscript *ani* corresponds to the results obtained while considering the anisotropy factor. The confidence intervals on q (CI) were computed at the 99% confidence level as explained in Sirguey (2009b, Appendix B).

	2008			2009			
	$AW S_{accu}$	$AW S_{abla}$	total	9h	12h	15h	total
$10^2 m_{iso}$	-1.9	-2.3	-2.1	-3.8	1.3	2.1	-1.1
$10^2 m_{ani}$	-1.4	-1.6	-1.5	-0.83	0.83	1.4	0.10
$10^2 q_{iso}$	4.8	5.2	5.0	7.6	5.0	4.4	6.4
$10^2 q_{ani}$	5.6	3.7	4.8	5.8	4.7	4.3	5.2
$10^2 CI_{iso}$	[4.7, 4.9]	[5.1, 5.4]	[4.9, 5.1]	[7.5, 7.8]	[4.9, 5.2]	[4.3, 4.6]	[6.3, 6.5]
$10^2 CI_{ani}$	[5.5, 5.7]	[3.7, 3.8]	[4.7, 4.9]	[5.7, 5.9]	[4.6, 4.8]	[4.1, 4.4]	[5.1, 5.3]

d ranges from 0 to 1 and is homogeneous to a spectral albedo, thus facilitating its interpretation. $d = 0$ indicates a perfect match between the simulated and estimated spectral albedos, while $d = 1$ indicates the largest inconsistency. For summer 2009, the average distance over all 63 measurements was $d = 4.90 \cdot 10^{-2}$ ($d = 4.65 \cdot 10^{-2}$ for summer 2008 on 12 photographs).

3.7 Discussion

This section provides explanations of the results presented in Section 3.6 and discussions on the accuracy and sensitivity of the retrieval method.

3.7.1 Results interpretation

The results presented in Tab. 3.2, Figs. 3.5, and 3.6 illustrate the performance of the retrieval method and demonstrate that the implementation of an anisotropic model of reflectance improves the accuracy of the estimated value of bolometric albedo.

In Fig. 3.6, three data points collected on 07/03 9h00 and 07/02 9h00 and 15h00 exhibit an overestimated albedo. It is believed that an error while georeferencing the photographs could have caused this difference. The glacier was visited on 07/03 and the AWS was located exactly at the position of the equilibrium line (line of zero mass balance). The latter line is the boundary between the accumulation area whereby snow remains, and the ablation area whereby ice is exposed. Thus, the difference in albedo above and below the AWS was not negligible. Consequently, a slight error while georeferencing the photographs could have resulted in the retrieval of the albedo of old snow (instead of dirty ice) at the pixel corresponding to the location of the AWS. This was supported by the strong albedo gradient found at this location on the map of albedo. In addition, the operator noticed the presence of a large amount of liquid water at this location which might also have affected the accuracy of the algorithm.

The presence of high clouds (cirrus) could explain the underestimation of the albedo on other dates (e.g., 07/20 9h00 and 12h00, 06/20 9h00 and 12h00 and 07/05 9h00, see Fig. 3.6). High clouds reduce the incident irradiance at the ground level although they are ignored by the atmospheric transmittance model. Thus, E_g

TABLE 3.3: Sensitivity to errors in the Digital Elevation Model. DEM_{abla} is based on the original DEM for which all cells located under the equilibrium line were lowered by 4 m. DEM_{smwc} is based on the original DEM and includes six surface melt water channels in the lower part of the glacier (width 10 m, length ≈ 1 km and depth 2 m). The table reads mean m and root mean square deviation q for the difference in albedo retrieved based on the original and the modified DEM.

	08/04/2009 , 12h00	06/13/2009, 12h00
DEM_{abla}	$m = 3.32 \cdot 10^{-5}$ $q = 1.53 \cdot 10^{-3}$	$m = -2.90 \cdot 10^{-3}$ $q = 5.04 \cdot 10^{-2}$
DEM_{smwc}	$m = 2.00 \cdot 10^{-4}$ $q = 7.7 \cdot 10^{-3}$	$m = 5.78 \cdot 10^{-4}$ $q = 4.10 \cdot 10^{-2}$

could have been overestimated and α underestimated. To test this hypothesis, the level of cirrus reflectance given by MODIS level 2- Cloud Products (1 km spatial resolution) was investigated. From all the images that matched the photographs (day and time), only one day was found to exhibit a high value of cirrus reflectance (06/20/2009). On July the 5th, 9h00, clouds were visible in the NIR photography. On July the 20th, no high cloud was visible on satellite data. Nevertheless, snow fell on July 18th. On July the 19th, the algorithm provided suitable estimation since the glacier was covered with fresh snow. However, on July 20th, patches of melting snow and ice were present on the lower part of the glacier. At 9h, the retrieved map of albedo revealed a high interpixel variability in the direct neighborhood of the AWS (α is ranging from 0.4 to 0.6 from pixel to pixel). At 12h, the interpixel variability reduced (α ranging from 0.4 to 0.5). However, it is believed that the CNR1 (10m-diameter circular detection at the surface) was still facing melting snow (the measured value of bolometric albedo was 0.572) although the pixel was mostly formed by bare ice. This could explain the discrepancy between both values of the bolometric albedo.

3.7.2 Sources of error

Georeferencing

As noticed above, the rectification of the photographs can introduce errors in terms of pixel location. The maximum georeferencing error was found to be less than ± 50 m. In addition, the georeferencing error is sensitive to the accuracy of the Digital Elevation Model. Elevation and macroscale roughness of the surface of the glacier (often created by channels of melt water) is changing during the summer as snow and ice melt. To investigate the effect of change of the macroscale roughness and/or surface elevation, the DEM was modified and the difference in terms of retrieved albedo was computed. The results of this comparison are indicated in Tab. 3.3. For both scenarios, the difference in terms of retrieved albedo is smaller than the uncertainties introduced by the method. The differences are larger in June, when the albedo is larger (snow is present instead of ice), than in August. It appears that the retrieved albedo value is not very sensitive to reasonable errors in the DEM (i.e., errors typically less than 4 m in elevation).

Atmospheric modelling

The modelling of the atmospheric irradiance in the modified SPCTRAL2 model is another source of uncertainty. Under clear-sky, this error was evaluated by Sirguey *et al.* (2009) to be less than $\pm 10\%$ of the total irradiance. Obviously, the error can increase in the presence of high clouds as noted above.

The other underlying hypothesis in the method is the fact that diffuse irradiance, atmospheric as well as terrain reflected, is considered isotropic. However these two diffuse radiances originate from exclusive regions of the overlying hemisphere : the region where the sky is visible for the atmospheric diffuse contribution and the region where the terrain is visible for the terrain reflected contribution. Consequently, a more rigorous approach would be to keep both components separated and to modulate them with the sky view factor. Nevertheless, we believe that the isotropic assumption is justifiable with respect to the limited amount of radiation that is involved compared to the direct radiance provided that the illumination angle is not too high (typically less than 60°), which is the case on most of the photographs.

Anisotropy

Uncertainties can also originate from the correction of the anisotropy. It is true that the correction applied by means of a simple anisotropic factor is relatively rough. Full BRDF models (Tedesco & Kokhanovsky, 2007; Lyapustin *et al.*, 2009) could have also been used but they require more information about the targets. Nevertheless, as the surface roughness and elevation of the glacier is changing over the summer, an exact knowledge of the viewing and illumination angles is not achievable. Therefore, the implementation of a more accurate BRDF correction is believed unnecessary as the roughness of the surface and the variations of elevation are not accurately known.

Spectral content

Finally, it should be stressed that no spectral information was measured for wavelengths greater than 830 nm (Tab. 2.1). Additional uncertainties may result from the fact that the effect of grain size and shape on spectral albedo become significant at wavelengths greater than 1000 nm (Warren, 1982). To evaluate this uncertainty, two spectral albedos were selected in the DISORT database of snow (see Section 3.5.4) with same content of impurity but different values of Specific Surface Area. The values of bolometric albedo were calculated for maximum and minimum SSA using typical ground irradiance on Saint Sorlin glacier during summer. Maximum and minimum SSA were set so that $|\alpha(\text{SSA}_{\text{max}}) - \alpha(\text{SSA}_{\text{min}})| \approx 0.05$ albedo unit at 800 nm (i.e., $d = 0.05$, see Section 3.6.3). The maximum relative difference in terms of bolometric albedo was found to be less than $\pm 2\%$. Thus, it is argued that the fact that no spectral information is available for $\lambda > 830\text{nm}$ does not imply an error larger than $\pm 2\%$ on the final retrieved bolometric albedo value.

3.8 Conclusions

This study presents a new method to retrieve surface glacier albedo from terrestrial photographs while taking into account the anisotropic reflectance of snow and ice. Narrow-to-broadband conversion is performed using the DISORT radiative model (Stamnes *et al.*, 1988). The accuracy of the method is estimated to be better than $\pm 10\%$ under clear-sky conditions. However, the presence of high clouds and high intra/inter-pixel variability negatively affect the accuracy. Finally, the georeferencing process is one of the main sources of uncertainty.

This method allows the spatial and temporal variations of surface albedo to be monitored closely. This has the desirable potential to contribute towards better modelling of glacier mass balance. The method is also applicable to satellite data such as MODIS. Although satellite data have often poorer spatial resolution than terrestrial photography, their synoptic view provides a larger spatial coverage. The application of the

method to satellite data will allow monitoring of several glaciers, while avoiding the setup and maintenance of specialized digital cameras.

CHAPITRE 4

DÉTERMINATION DE L'ALBÉDO À PARTIR D'IMAGES MODIS

Abstract

Using visible and near-infrared Top of Atmosphere MODIS images at 250 m, this study presents a new method to retrieve albedo of glacierized areas, based on a previous algorithm designed from terrestrial photography (Chapter 3). A topographic correction is applied to take into account the terrain roughness and the anisotropy of snow and ice surfaces. The narrow-to-broadband conversion is done by spectral distance minimization, using snow and ice spectral albedo computed by radiative transfer model. This method is compared to other existing equations for narrow-to-broadband conversion of MODIS spectral bands. The results are in good agreement with ground measurements and consistent with concomitant albedo maps retrieved from terrestrial photographs for summers 2008 and 2009 over Saint Sorlin glacier (French Alps). The root mean square deviation is less than ± 0.05 under clear-sky conditions. Ten years of MODIS data (2000 – 2009) have been processed on the glacier revealing no obvious decrease in the typical surface albedo in the ablation zone during this decade and a high correlation between the minimal value of the averaged albedo on the whole glacier and the specific annual mass balance.

Résumé

Ce chapitre présente une nouvelle méthode pour la détermination de l'albédo de surface des zones enneigées et englacées à partir d'images MODIS visibles et proche infrarouges à 250 m. Cette méthode est basée sur l'algorithme développé pour les photographies terrestres (chapitre 3). Une correction topographique est implémentée afin de prendre en compte le relief d'un terrain de montagne et l'anisotropie de la réflexion sur la neige et sur la glace. La conversion bandes étroites à bande large est effectuée par minimisation d'une distance spectrale à des spectres de glace et de neige générés par un modèle de transfert radiatif. Cette méthode est comparée aux méthodes existantes pour la conversion spectrale des images MODIS. Les résultats sont en bon accord avec les mesures au sol et les cartes d'albédo obtenues à partir des photographies terrestres pour les étés 2008 et 2009 sur le glacier de Saint Sorlin. L'erreur quadratique moyenne est évaluée à ± 0.05 par ciel clair. Dix années d'images MODIS sont ainsi traitées pour le glacier de Saint Sorlin (2000 – 2009). Une première étude de ces résultats montre qu'il ne semble pas y avoir de déclin de l'albédo moyen de la surface d'ablation pour cette décennie. En outre, il existe une corrélation très élevée entre la valeur minimale annuelle de la moyenne de l'albédo sur l'ensemble du glacier, l'altitude de la ligne de neige et le bilan de masse spécifique annuel.

4.1 Résumé étendu

L'objectif de ce chapitre est d'établir une méthode d'estimation de l'albédo de surface d'un glacier à partir d'images MODIS. Cette méthode va fortement s'inspirer de la méthode décrite au chapitre 3 pour les photographies terrestres. Cependant, comme indiqué dans le chapitre 1, il existe trois grandes différences entre les images MODIS et les photographies terrestres.

- MODIS est un capteur spatial. Le signal mesuré par le capteur est donc affecté par la traversée de l'atmosphère. Un algorithme de correction atmosphérique est nécessaire pour estimer le signal qui est réfléchi par la surface.
- La répartition spectrale des bandes de sensibilité de MODIS est très différente de celle des appareils photographiques (Fig. 1.9). En particulier, les bandes 5 à 7 sont situées au-delà de 900 nm.
- Enfin, la résolution spatiale des images MODIS va de 250 à 500 m pour les bandes 1 à 7, alors que les photographies sont utilisées avec une résolution de 10 m.

L'ensemble de ces différences implique certaines modifications entre le traitement des images MODIS et celui des photographies terrestres.

Tout d'abord, pour la correction atmosphérique et le calcul de l'éclairement au sol, nous allons utiliser l'algorithme développé par Sirguey (2009a); Sirguey *et al.* (2009). Cet algorithme, ModimLab dans la suite, permet de générer des cartes d'étendue du couvert neigeux à partir des 7 premières bandes de MODIS à une résolution de 250 m. Il prend en compte les réflexions multiples dues à la grande variabilité topographique des terrains de montagne. Il a été validé à l'aide d'images ASTER (haute résolution, 15 m). ModimLab permet donc, dans un premier temps, d'obtenir une fraction subpixellaire (250 m) de la couverture neigeuse ou glaciaire sur le glacier de Saint Sorlin. A partir de cette carte, que l'on utilise comme un masque, on applique une deuxième fois ModimLab pour obtenir cette fois une carte, dans les 7 premières bandes spectrales de MODIS, de la réflectance hémisphérique-conique.

Il est, ensuite, nécessaire d'implémenter une correction d'anisotropie sur la carte de réflectance. Pour les bandes 1 à 4, nous pouvons appliquer la méthode exposée dans le chapitre précédent (Eq. 3.2, Fig. 3.3). Cela n'est plus possible pour les bandes 5 à 7, situées au-delà de 900 nm. Cependant, de 900 à 2100 nm, la répartition entre la partie diffuse et la partie directe du rayonnement atmosphérique est telle que l'on peut considérer que $\frac{E_{diff}}{E_{dir}} = o(1)$, à condition que l'angle d'illumination ne soit pas trop important (typiquement 65°). Cette hypothèse nous permet de simplifier l'équation 3.2 et de relier par une simple relation de proportionnalité avec le facteur d'anisotropie, la réflectance hémisphérique-conique fournie par MODIS à une réflectance bi-hémisphérique.

La dernière étape est la conversion bandes étroites à bande large. Des combinaisons quadratiques des différentes bandes de MODIS ont été testées pour cette conversion (Greuell & Oerlemans, 2004). Dans ce chapitre, on compare ces équations avec la méthode d'optimisation exposée dans le chapitre 3. Ces comparaisons sont effectuées durant les étés 2008 et 2009 sur le glacier de Saint Sorlin, en comparaison avec les mesures d'albédo sur le terrain et les cartes produites à partir des photographies terrestres (chapitre 3). Cette étude montre que l'optimisation ainsi qu'une des équations proposées par Greuell & Oerlemans (2004) produisent un très bon accord avec les mesures et les photographies. L'erreur quadratique moyenne par rapport aux mesures de terrain est de 0.05.

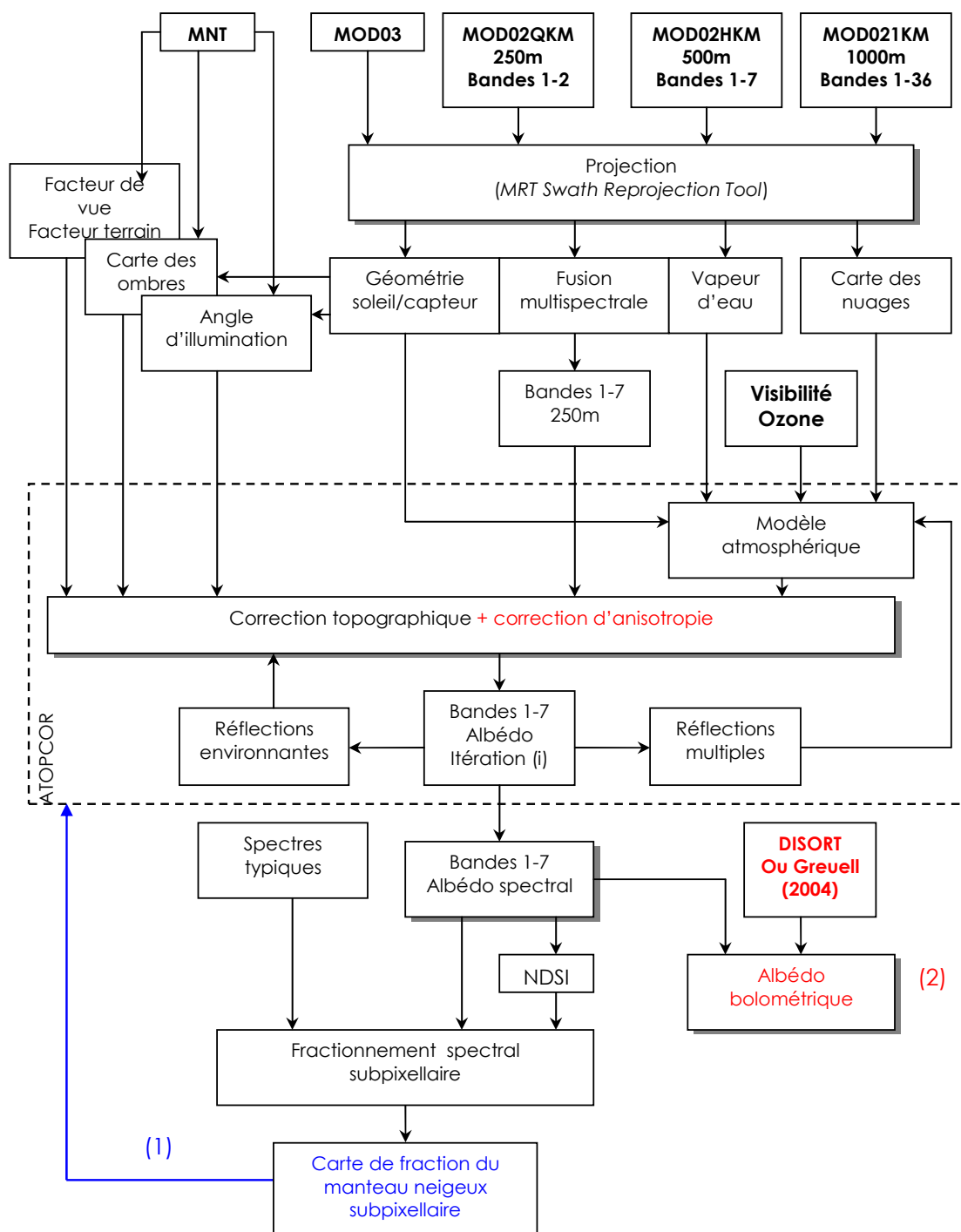


FIGURE 4.1: Représentation schématique de la méthode de détermination de l'albédo à partir des données MODIS.

(1) correspond à la première itération qui produit le masque correspondant au glacier et aux zones enneigées, (2) correspond à la seconde itération qui aboutit à la carte d'albédo bolométrique. D'après Sirguey *et al.* (2009) et J. Gardelle (communication personnelle).

La figure 4.1 propose une vision schématique de la méthode.

Cette méthode avec les deux types de conversion spectrale sélectionnés (optimisation et Greuell & Oerlemans (2004)) est appliquée à dix ans (2000-2009) d'images MODIS sur le glacier de Saint Sorlin.

Une étude préliminaire des résultats nous a permis de dégager deux premières conclusions.

- Pour la période 2000-2010, l'albédo en zone d'ablation ne semble pas présenter de décroissance marquée au contraire de ce qui a été trouvé pour le glacier du Morteratsch (Alpes Suisses) (Oerlemans *et al.*, 2009).
- La valeur minimale de l'albédo moyen sur l'ensemble du glacier durant la saison d'ablation, i.e. l'albédo moyen du glacier le jour où la ligne de neige se rapproche fortement de la ligne d'équilibre (paragraphe 1.1.1), est très fortement corrélée à la valeur du bilan de masse annuel spécifique.

Ces premières conclusions sont prometteuses mais demandent à être entérinées sur d'autres glaciers, travail qui peut être conduit grâce à la méthode développée dans ce chapitre.

Les sections 4.2 à 4.7 sont adaptées de :

*Monitoring spatial and temporal variations of surface albedo using MODIS data :
comparison with terrestrial photography and ground measurements*

J. Gardelle¹, M. Dumont¹, P. Sirguey², A. Guillot¹ and Y. Arnaud³

4.2 Introduction

Several algorithms have been developed to retrieve snow/ice albedo from visible and Near IR imagery. Landsat TM data has been used to derive broadband glacier albedo in Switzerland (Knap *et al.*, 1999a,b) and in Sweden (Klok *et al.*, 2003). Greuell & Oerlemans (2004) proposed narrow-to-broadband conversion equations for glacier surface for Landsat TM, AVHRR, MODIS and MISR. Many studies have been then conducted to retrieve albedo (Liang *et al.*, 2005; Stroeve *et al.*, 2006; Tedesco & Kokhanovsky, 2007) or snow grain size (Lyapustin *et al.*, 2009; Painter *et al.*, 2009) from MODIS data.

These authors list and address differently the sources of uncertainty in their retrieval methods. Namely main sources of error listed are : anisotropy of snow and ice reflection, narrow-to-broadband conversion, geolocation and highly rugged topography, atmospheric corrections and cloud detection. Most of the studies presented on MODIS products use relatively flat and homogeneous areas for validation to avoid problem due to (i) scale differences between ground measurements and satellite data (ii) slope effects on measured radiances.

MODIS/TERRA sensor provides measurements of Top of Atmosphere (TOA) radiances at high temporal resolution at visible (VIS) and near-infrared (NIR) wavelengths. Despite its moderate spatial resolution (250 to 500 m for the bands used in this study), availability of the data and temporal resolution makes it a useful tool to monitor surface glacier albedo.

Sirguey *et al.* (2009) propose a method to produce routinely regional map of snow covered areas in mountainous terrain at 250 m spatial resolution using a linear unmixing technique. Atmospheric corrections are based on Bird & Riordan (1986). Topographic effects on incident and reflected radiations are taken into account so as to ensure accurate retrieval for rugged topography. This method has been adapted to retrieve

1. Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, 54 rue Molière, 38402 Saint Martin d'Hères cedex, France

2. School of Surveying, University of Otago, PO Box 56, Dunedin, New Zealand

3. IRD-LTHE, Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, 54 rue Molière, 38402 Saint Martin d'Hères cedex, France

broadband albedo from terrestrial photography taking into account snow and ice Bidirectional Reflectance Distribution Function (BRDF) (Chapter 3).

The aim of the present study is to propose a new method to retrieve broadband albedo of glacier surface adapted to mountaineous terrain from MODIS level 1B data at 250 m. This method is based on the work of Sirguey *et al.* (2009) and on Chapter 3.

Section 4.3 describes briefly the validation site. Definitions and details on the retrieval method are given in 4.4. Section 4.5 presents results obtains on Saint Sorlin glacier (Grandes Rousses, France) and comparison with broadband albedo obtains from ground measurements and terrestrial photographs. Error sources are also discussed in Section 4.5. Section 4.6 presents the first results obtained on Saint Sorlin glacier while applying the method from year 2000 to year 2010 on MODIS data. Conclusions are provided in Section 4.7.

4.3 Data and study site

4.3.1 Saint Sorlin Glacier

Situated by 45.10° N and 6.10° E in the Western Alps of France (Grandes Rousses area), Saint Sorlin glacier covers 3 km² (Fig. 1.3). The glacier extends from around 2700 m a.s.l at its terminus to nearly 3500 m a.s.l. at Etendard peak. Its mass balance has been monitored by the Laboratoire de Glaciologie et de Geophysique de l'Environnement (LGGE, Grenoble, France) for several decades (the monitoring program started in 1957) (Vincent, 2002). Much information about this site is available at <http://www-lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs>.

A permanent Automatic Weather Station (AWS) set on the moraine (2700 m a.s.l, see location in Fig. 1.3) has recorded data since 2005. Measurements of air temperature, pressure, and relative humidity are used to compute the solar irradiance as described in Section 4.4.

4.3.2 Ground Measurements

In order to estimate the accuracy of glacier retrieved albedo map, additional AWS were set on the glacier during the ablation season : two stations (one in the ablation area and the other located in the accumulation zone) during summer 2008 and one station during summer 2009 in the ablation zone. Locations of theses temporary stations are indicated in Fig. 1.3.

These temporary stations were equipped with a net radiometer Kipp and Zonen CNR1. The two pyranometers facing upward and downward, respectively, were used to measure the incident and reflected shortwave radiation (305 – 2800 nm) with a 15 mn time interval. The ratio of both quantities allowed the bolometric albedo of the surface to be estimated. Considering a possible tilt of the instrument with respect to the surface of the glacier and the intrinsic accuracy of the sensor in both directions ($\pm 3\%$ in terms of Root Mean Squared Error (RMSE), Six *et al.*, 2008), the expected accuracy of the measured albedo value is $\pm 10\%$ (RMSE) (Kipp & Zonen, 2009). Footprint of the device is about 300 m² (Kipp & Zonen, 2009).

4.3.3 Terrestrial photography

As described in Chapter 3, two digital cameras take automatic photograph of the glacier which are used to retrieve glacier broadband albedo maps at 10 m resolution. Estimated accuracy of the final broadband albedo is better than $\pm 10\%$ (Chapter 3). These maps are used to evaluate the retrieval method on MODIS data.

4.3.4 MODIS data

In this study, we used MODIS/TERRA Level 1B radiances available at <http://ladsweb.nascom.nasa.gov>. These products give calibrated TOA radiances at 250 m spatial resolution (bands 1 and 2) and 500 m resolution (bands 3 to 7) but also information on viewing and incident geometry. Tab. 4.1 gives a more comprehensive description of these products. Images are chosen so that Local Time of the measurements is quite simultaneous with the time of terrestrial photographs to allow comparison between the albedo maps issued from MODIS data and photography. During summer 2008, 9 images are processed and 21 during summer 2009.

TABLE 4.1: Description of the MODIS products used in this study.

Product name	Description
MOD02QKM	Reflectance at the top of the atmosphere, for bands 1 and 2, at 250m
MOD02HKM	Reflectance at the top of the atmosphere, for bands 3 to 7, at 500m
MOD021KM	Reflectance at the top of the atmosphere, for bands 8 to 36, at 1km
MOD03	Geometry and topography parameters, such as solar and sensor azimuths and zeniths

MOD03 product gives a Digital Elevation Model (DEM) but its spatial resolution is 1 km. To allow computation of accurate terrain geometry needed for accurate irradiance modelling and anisotropy corrections (Stroeve *et al.*, 2006), we used a DEM at 30 m resolution generated from ASTER imagery (<https://wist.echo.nasa.gov>).

4.4 Retrieval Method

This section gives first a brief description of MODIS data processing of retrieve subpixel snowcover fraction in mountainous terrain (Sirguey *et al.*, 2009) and then outlines the developments performed to retrieve broadband albedo.

4.4.1 Retrieving subpixel snow cover and hemispherical-conical reflectance

The method is extensively described in Sirguey *et al.* (2009). MODIS images are first reprojected and resampled. Multispectral fusion (Sirguey *et al.*, 2008) is applied to MOD02HKM (500 m, bands 3 to 7) to product along with MOD02QKM (bands 1 and 2), a multispectral (7 bands) image at 250 m spatial resolution. Digital Number of pixel are then converted into spectral conic-hemispherical reflectance (Schaeppman-Strub *et al.*, 2006) using atmospheric and topographic corrections from Bird & Riordan (1986) and Sirguey (2009a). Snow cover map is then calculated using linear spectral mixture. Accuracy of the algorithm have been assessed using ASTER data (Sirguey *et al.*, 2009).

4.4.2 Retrieving broadband albedo

From the method described above, we are able to retrieve spectral hemispherical-conical reflectance for 7 spectral bands, with correction of atmospheric effects and taking into account multiple reflections occurring in rugged terrain. The corrections described below are only applied to pixels identified as snow (i.e. containing more than 50% of snow according to the subpixel snow cover retrieval method described just above).

Anisotropy correction

Anisotropy correction is based on snow BRDF measurements presented in Dumont *et al.* (2010) and have been described in Chapter 3. Nevertheless, since MODIS bands 5 to 7 have wavelengths greater than 800 nm (see Tab.4.2), the hypothesis used for decomposition of spectral directional-hemispherical reflectance (Schaeppman-Strub *et al.*, 2006) exposed in section 4.4.2 from Chapter 3 is not valid for these spectral bands.

TABLE 4.2: Description of the seven spectral bands of MODIS images used in this study to retrieved broadband albedo.

Band	Band width (nm)
1	620-670
2	841-876
3	459-479
4	545-565
5	1230-1250
6	1628-1652
7	2105-2155

At wavelengths greater than 800 nm, diffuse solar irradiance is negligible in front of direct solar irradiance ($\frac{E_{diff}}{E_{dir}} < 0.4$), provided that illumination angle $\tilde{\theta}_s$ is not greater than 65° . This hypothesis have been tested using Bird & Riordan (1986) solar irradiance model with typical atmospheric conditions during summer above Saint Sorlin glacier and are presented in Fig. 4.2.

Consequently, Equation 3.10 in Chapter 3 can be rewritten using Eq. 3.8 and 2.3.

$$M(\lambda_c) \approx E_s(\lambda_c) \cos \tilde{\theta}_s \alpha(\tilde{\theta}_s, \lambda_c) \approx \frac{\pi L_{MODIS}(\tilde{\theta}_v, \tilde{\phi}_v, \lambda_c)}{R(\tilde{\theta}_s, \tilde{\theta}_v, \tilde{\phi}_v, \lambda_c)} \quad (4.1)$$

where $\tilde{\theta}_v$, respectively $\tilde{\phi}_v$, is the viewing zenith⁴, respectively azimuth in the reference frame attached to the pixel of the glacier and aligned with the azimuth of the sun, $E_s(\lambda)$ the direct solar irradiance, $\alpha(\theta, \lambda)$ the spectral directional-hemispherical reflectance of the pixel, $R(\tilde{\theta}_s, \tilde{\theta}_v, \tilde{\phi}_v, \lambda_c)$ the anisotropy factor extrapolated from Dumont *et al.* (2010), $M(\lambda_c)$ the hemispheric exitance reflected by a pixel and $L_{MODIS}(\tilde{\theta}_v, \tilde{\phi}_v, \lambda_c)$ the corrected (see paragraph 4.4.1) MODIS radiance in the spectral band centered in λ_c .

Equation 4.1 is applied to the spectral hemispherical-conical radiances from MODIS bands 5 to 7 (Table 4.2) to obtain spectral directional-hemispherical reflectance.

4. Angles definitions are provided in appendice B.

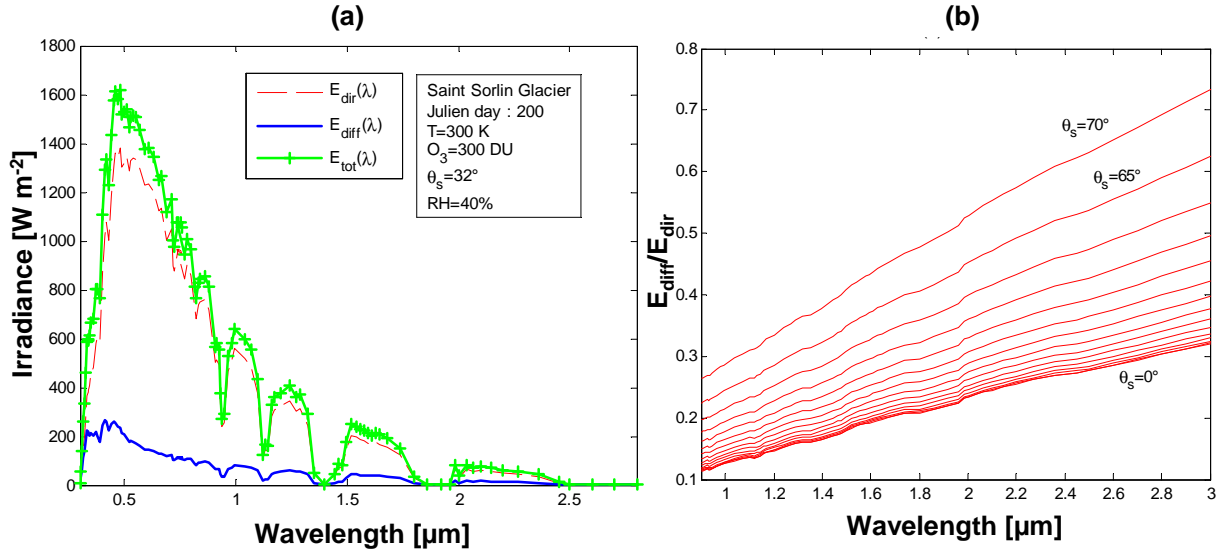


FIGURE 4.2: **Repartition of solar direct and diffuse irradiance.** Repartition of solar direct and diffuse irradiance evaluated on Saint Sorlin Glacier with typical summer atmospheric conditions using SPCTRAL 2 (Bird & Riordan, 1986) (a) Total (crosses), direct (dotted line) and diffuse (solid line) irradiances over the solar spectrum (b) $\frac{E_{diff}}{E_{dir}}$, ratio of diffuse solar irradiance to direct solar irradiance versus wavelength for 0 to 70° solar zenith angle.

Narrow-to-broadband conversion

A broadband albedo is inferred from the seven spectral albedos computed as described above. The narrow-to-broadband conversion is based on Look-up-Tables generated with DISORT (Stamnes *et al.*, 1988) as explained in Chapter 3. It takes into account various types of snow and ice since it uses a large range of Surface Specific Area and impurity content (two types of impurity : dust and soot).

Alternative conversion methods have been tested to assess the relevance of the algorithm described in Chapter 3 :

1. A direct integration of the seven MODIS bands without the optimization described above. The broadband albedo, A , is computed according to Eq. 4.2 :

$$A = \int_{\Delta\lambda} \alpha(\lambda_c, \theta_v). \quad (4.2)$$

2. A quadratic combination of MODIS spectral bands 1, 2 and 4 as described in equations (14), (15) and (19) proposed by Greuell & Oerlemans (2004) :

$$A_{V1} = 0.734\alpha_{MODIS,1} - 0.717\alpha_{MODIS,1}^2 + 0.428\alpha_{MODIS,2} - 0.458\alpha_{MODIS,4}^2, \quad (4.3)$$

$$A_{V2} = 0.714\alpha_{MODIS,1} - 0.110\alpha_{MODIS,1}^2 + 0.286\alpha_{MODIS,2}^2, \quad (4.4)$$

$$A_{V3} = A_{Vi} + 0.011\alpha_{MODIS,4} \ln\left(\frac{u}{u_{ref}}\right). \quad (4.5)$$

In Eq. 4.5, $i = 1$ or 2 , u is the water column vapor and u_{ref} its reference value. It is designed to take into account humidity variations that could affect coefficients of Eqs. 4.3 and 4.4. These four narrow-to-broadband conversion methods (Eqs. 4.2 to 4.5) are evaluated in the next section.

4.5 Method Evaluation

The method described above has been applied to MODIS images acquired during summers 2008 and 2009. They have been chosen accordingly with the dates where ground measurements were available. Before any processing step, they are inspected visually, in order to eliminate those with obvious cloud cover.

4.5.1 Accuracy assesment using ground measurements

Albedos values retrieved from MODIS level 1B images are compared to ground measurements in 2008 and 2009 under two configurations : (i) one assuming that snow and ice are lambertian surfaces, (ii) the second assuming that snow and ice are non-lambertian and using the anisotropy correction described in Sect. 4.4.2. From Fig. 4.3, it can be noticed that the slope of the regression between ground measurements and retrieved albedo from MODIS images is closer to 1 when the anisotropy correction is performed. The correlation coefficient is higher the same (i.e. 0.95 compared to 0.93 for the two summers). The impact of the anisotropy correction on the value of the slope is opposite for 2008 and 2009. This might comes from the fact that two locations on the glacier are used for measurements during summer 2008 whereas only one is available during summer 2009 (see Fig. 1.3). Consequently, viewing angles are different at the two locations and for the two summers, and the anisotropy factors used for correction of reflectance values differ (Dumont *et al.*, 2010).

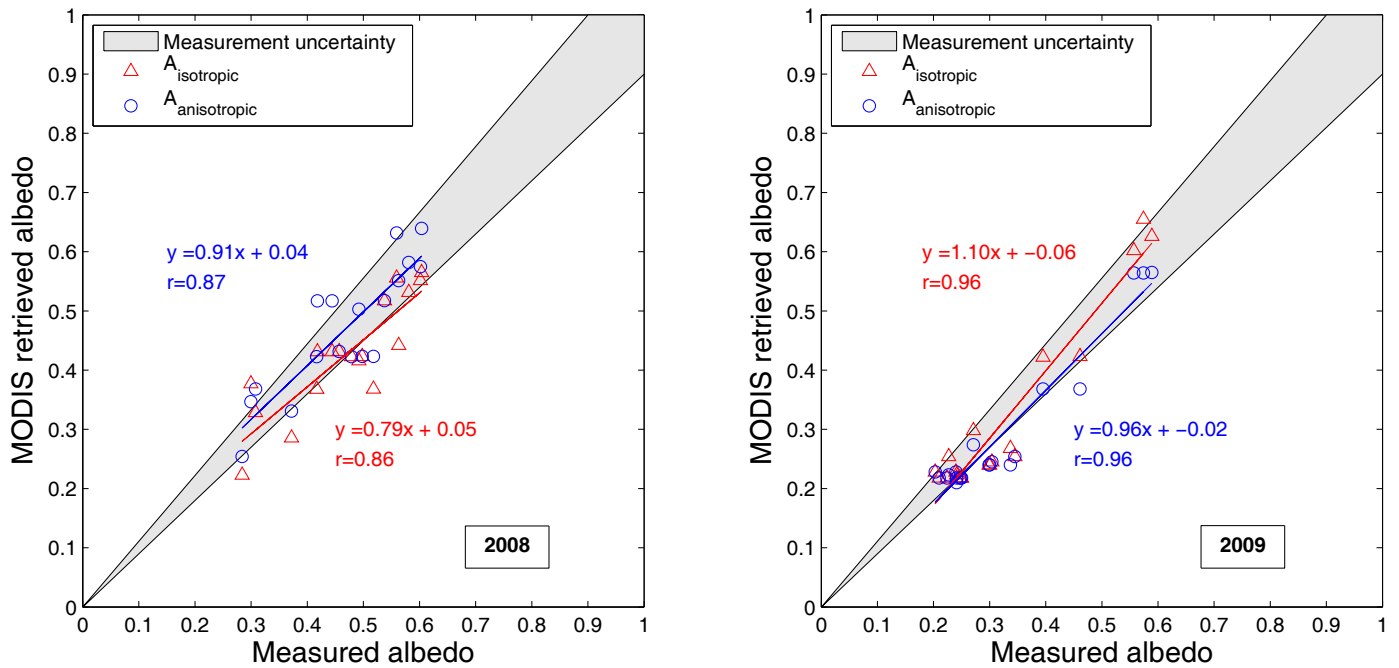


FIGURE 4.3: **Comparison between broadband MODIS retrieved and measured albedo.** Comparison between the broadband retrieved albedo from MODIS images and the broadband albedo measured by the AWS in 2008 (left panel) and 2009 (right panel). Circles correspond to broadband albedo estimated with an anisotropy correction, while triangles represent broadband albedo estimated by assuming snow and ice as Lambertian surfaces. The gray filled areas represents the measurement uncertainty of the AWS ($\pm 10\%$). By combining the 2008 and 2009 series, the regression equation (resp. correlation coefficient) becomes $y = 0.94x - 0.00$ ($r = 0.93$) without an anisotropy correction and $y = 1.02x - 0.03$ ($r = 0.95$) with an anisotropy correction.

TABLE 4.3: **Comparison of narrow-to-broadband conversion methods.** Mean, Standard Deviation (STD) and Root Mean Squared Error (RMSE) of the differences between broadband measured albedo and retrieved albedo from MODIS data during summers 2008 (9 images) and 2009 (21 images). Values are given for 6 different narrow-to-broadband conversion methods described in Sect. 4.4.2 : *Opti* (optimization, see also (Chapter 3)), *Int* (direct integration, see Eq. 4.2), Eq. 4.3, Eq. 4.4 and Eq_{3corr} and Eq_{4corr} which correspond respectively to Eq. 4.5 applied to Eqs. 4.3 and 4.4.

	Summer 2008			Summer 2009			2008-2009		
	<i>Mean</i>	<i>STD</i>	<i>RMSE</i>	<i>Mean</i>	<i>STD</i>	<i>RMSE</i>	<i>Mean</i>	<i>STD</i>	<i>RMSE</i>
Opti	0.007	±0.053	±0.049	0.028	±0.031	±0.042	0.032	±0.039	±0.050
Int	0.038	±0.068	±0.078	0.030	±0.039	±0.049	0.034	±0.054	±0.064
Eq ₃	-0.046	±0.050	±0.064	-0.022	±0.077	±0.080	-0.033	±0.065	±0.073
Eq ₄	0.153	±0.054	±0.161	0.107	±0.028	±0.111	0.128	±0.046	±0.136
Eq_{3corr}	-0.038	±0.049	±0.058	0.000	±0.043	±0.043	-0.017	±0.048	±0.051
Eq_{4corr}	0.161	±0.053	±0.168	0.114	±0.029	±0.118	0.136	±0.045	±0.143

In addition, root mean squared deviations are also reduced when considering the anisotropy correction : 0.049 instead of 0.058 in 2008 and 0.042 instead of 0.045 in 2009. This indicates that by considering snow and ice as non-Lambertian surfaces, the quality of the retrieving algorithm is improved.

4.5.2 Comparison of narrow-to-broadband conversion methods

As explain in Sect. 4.4.2 and Chapter 3, the conversion from narrow to broadband albedo in our algorithm includes an optimisation using DISORT spectral albedo. The relevance of this conversion is estimated in Tab. 4.3 for summers 2008 and 2009, by comparing our method with four other methods : a direct integration of the 7 MODIS spectral albedos (see Eq. 4.2) and 3 equations including a quadratic combination of MODIS spectral albedo (see Eqs. 4.3 to 4.5). The optimisation gives better results than the direct integration of spectral albedos and than Eqs. 4.3, 4.4 and Eq_{4corr} (i.e. equation 4.5 applied to equation 4.4 in Greuell & Oerlemans (2004), as its RMSE is the lowest of the four methods in 2008 and 2009. Eq. 4.5 applied to Eq. 4.3 (labelled Eq_{3corr} in Tab. 4.3) gives similar albedo values to those obtained with optimisation. However, the coefficients of Eqs. 4.3 and 4.4 were computed by Greuell & Oerlemans (2004) with spectral albedos without any topographic or anisotropy corrections. They might therefore not be perfectly suited for the narrow-band albedos computed with our algorithm.

In addition, the narrow-to-broadband albedo conversion described by Greuell & Oerlemans (2004) is sensor-dependent and the coefficients of their equations should be computed for each type of sensor. On the contrary, the albedo retrieval method proposed in our study can be applied to any terrestrial or satellite sensor, assuming multispectral information.

Furthermore, the method proposed in the study takes directly into account the atmospheric state since it computes the integral of $\alpha(\theta, \lambda)$ convoluted with the incident radiance which is not the case for all the others equations presented in section 4.4.2.

To assess the good agreement between MODIS and DISORT spectral forms during the broadband albedo retrieval (Chapter 3), a spectral distance d between the two data sets is computed as follows :

$$d = \sqrt{\frac{1}{7} \sum_{i=1}^7 (\alpha_{MODIS}(\lambda_i) - \alpha_{DISORT}(\lambda_i))^2} \quad (4.6)$$

Thus, the closer to 0 d is, the better the fit. Indeed, d evaluates how much the spectrum given by MODIS after atmospheric and topographic corrections is close to a modelled ice or snow spectrum. For summer 2008, $d = 0.0823$ (9 images were processed), while for summer 2009, $d = 0.0843$ (for 21 images processed), which indicates the relevance of the optimisation for the narrow-to-broadband conversion.

4.5.3 Comparison between MODIS and terrestrial photos albedo maps

Retrieved albedo maps from MODIS data have been compared to the corresponding albedo maps retrieved from terrestrial photographs (Chapter 3), in order to evaluate the spatial repartition and coherence of the computed broadband albedo. The original broadband albedo values from terrestrial photography (with a spatial resolution of 10 m) have been interpolated to fill the missing values due to the higher spatial resolution of the photographs and resampled at 250 m, before stacking them with MODIS images. The differences between MODIS and terrestrial albedo maps are summed up in Tab. 4.4 and Fig. 4.4a). The RMSE over Saint Sorlin glacier averaged over 13 dates during summers 2008 and 2009 is of ± 0.098 , which is equal to the accuracy of the method for terrestrial photos (Chapter 3). In addition, more than 70% of the pixels have difference comprised between -0.10 and 0.10. The mean difference between MODIS and terrestrial photos is 0.007, which shows that the difference between the two data sets is non biased.

TABLE 4.4: Summary of the albedo differences between MODIS and terrestrial photo maps on 13 images during summers 2008 and 2009.

Mean difference	0.007
STD	± 0.092
RMSE	± 0.098
Pixels $\in [-0.1; 0.1]$	73%
Number of pixels	52

However, those differences exhibit a non negligible spatial pattern (see Fig. 4.4a). The differences between the albedo on MODIS and terrestrial photo maps are higher on the edges of the glacier than in the center. We attribute this artefact to the spatial resolution of the DEMs used during the topographic correction. For the terrestrial photos, the original resolution was 10 m as against 250 m for MODIS images. A pixel of the DEM at 250 m is not able to represent the spatial variability of the slope within its area (6.25 ha) unlike a pixel of the DEM at 10m (0.1 ha). The variability of the slopes of the DEM at 10 m within the pixels of the DEM at 250 m is illustrated in Fig. 4.4b. The standard deviation of the slope is higher on the edges of the glacier than in its center. The slope has an influence on the amount of both reflected and incident radiation, depending on the illumination geometry (sun elevation, azimuth and terrain aspect). Therefore, where the slope is highly variable within a 250 m pixel, the albedo is likely to vary as well. These variations are therefore non linear with the slope which explains that the mean slope is not able to represent the mean albedo. This account for the higher differences on the edges between MODIS and terrestrial photo albedo maps (Fig. 4.4a), where the slope varies a lot (Fig. 4.4b).

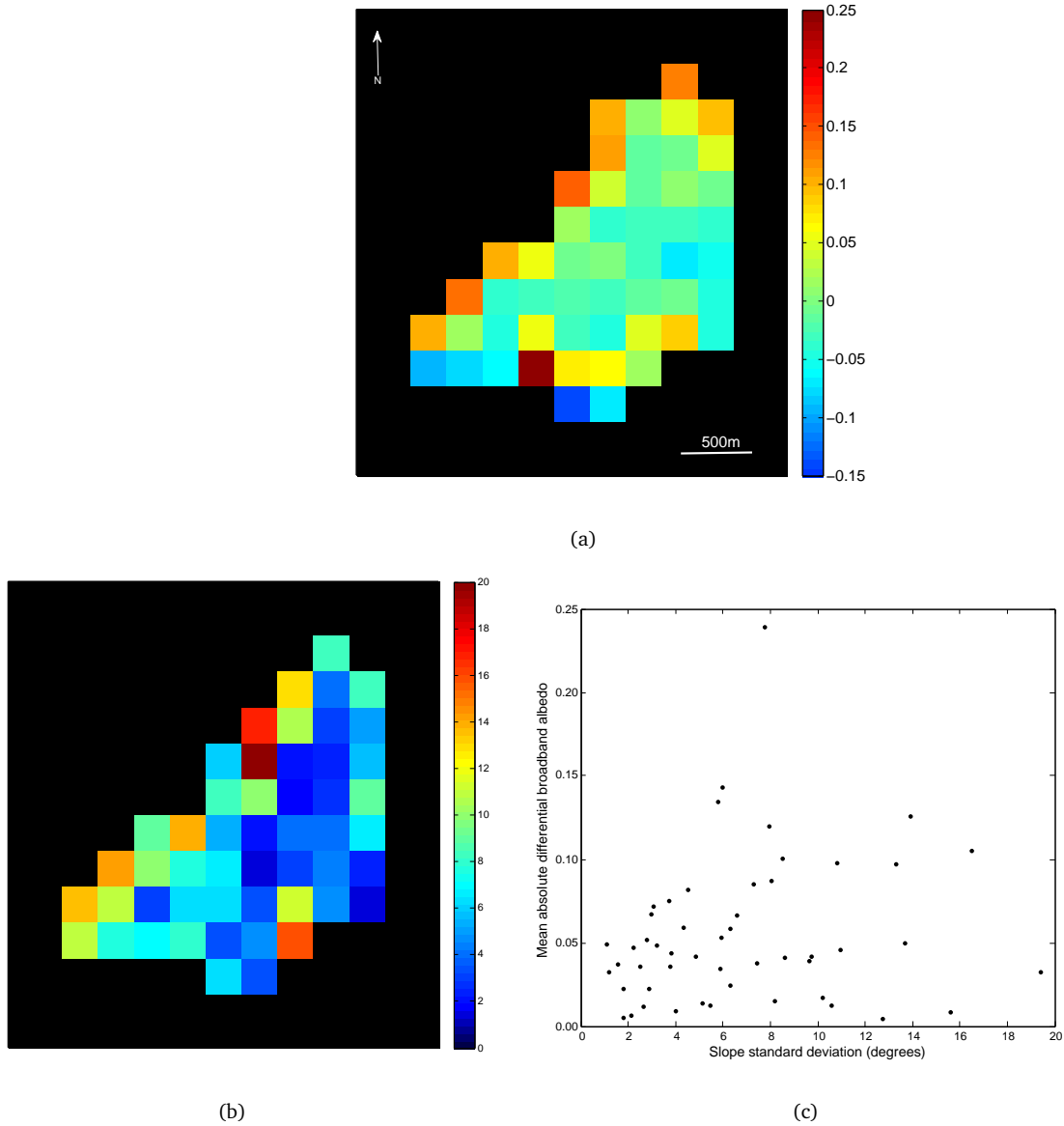


FIGURE 4.4: **Comparison between retrieved broadband albedo retrieved from terrestrial photographs et MODIS images.**(a) Mean differential broadband albedo map showing ($A_{MODIS} - A_{photo}$) over the Saint Sorlin glacier (average over 13 images in 2008 and 2009). (b) Standard deviation of the slope of the 10 m DEM (used with terrestrial photos) inside pixels of the 250 m DEM (used with MODIS images), expressed in $10^{-1^\circ} m^{-1}$. (c) Relation between the mean absolute differential broadband albedo ($A_{MODIS} - A_{photo}$) and the slope standard deviation.

4.5.4 Error sources

Cloud detection

Before processing MODIS images, the latter were browse to detect and eliminate those with an obvious cloud cover. An automatic cloud detection based on MODIS reflective and emissive bands is implemented in the algorithm (Sirguey *et al.*, 2009), before proceeding to the topographic correction of MODIS bands 1 to 7. Pixels identified as cloudy are not included in the computation of spectral albedos. However, the performance of the cloud detection is difficult to quantify because of the lack of reference data. In their visual inspection of MODIS images, Sirguey *et al.* (2009) reported few misclassifications between snow and clouds at the edges of the snow cover. The conclusion of the efficiency of the cloud detection method in the present study is the same.

Atmospheric correction

The atmospheric model used in this study is an adaptation of the single layer SPCTRAL2 model (Bird & Riordan, 1986), and is described in more details by Sirguey *et al.* (2009). To assess its relevance and the values of the different irradiance contributions, Sirguey *et al.* (2009) compared their values with the outputs of the 6S model (Vermote *et al.*, 1997). RMSEs were computed between the two datasets for direct and diffuse solar irradiance, diffuse environmental irradiance and atmospheric intrinsic irradiance. Most of them are below 10% of the reference value given by the 6S model, which shows the good relevance of the simple SPCTRAL2 model implected in the algorithm described in this study. In addition, as noticed in Chapter 3, the irradiance model has been tested on Saint Sorlin glacier revealing a good agreement with field measurements.

Geolocation

The retrieved albedo from MODIS images is sensitive to the good registration between the satellite image and the DEM. Aster DEM is known to have a ± 30 m planimetric accuracy (<http://www.ersdac.or.jp/GDEM/E/>), while MODIS images are registered with a ± 50 m planimetric accuracy (Wolfe *et al.*, 2002). To evaluate the impact of DEM and/or image misregistration on the retrieved albedo, the Aster DEM has been shifted horizontally of 100 m. The resulting albedo values are presented in Tab. 4.5. The differences are greater in the accumulation area, where the albedo is higher and the terrain is more rugged, than in the ablation area (flat zone, where ice replaces snow during the summer). Therefore, the misregistration of the DEM have an impact on the retrieved albedo value. The impact is smaller than ± 0.06 over snowy and rugged zone and it is smaller than ± 0.03 over flat icy area in terms of albedo value (Tab. 4.5).

Anisotropy corrections

As described in Chapter 3, more sophisticated BRDF models are also available for anisotropy corrections over frozen surfaces. Nevertheless, the moderate spatial resolution of MODIS data make them non-suited for our application. Indeed, they requires a very accurate knowledge of the surface roughness to infer accurately viewing and incident angles and this is not the case in our study.

TABLE 4.5: **Sensitivity to a Digital Elevation Model misregistration.** The table presents the mean, STD and RMSE of broadband albedo differences based on the original and 100m-shifted DEM, for summers 2008 (9 images) and 2009 (21 images).

	Summer 2008		Summer 2009
	Ablation	Acumulation	Ablation
<i>Mean</i>	0.006	0.052	-0.010
<i>STD</i>	± 0.017	± 0.033	± 0.024
<i>RMSE</i>	± 0.018	± 0.062	± 0.026

Narrow-to-broadband conversion

The narrow-to-broadband conversion performed while minimizing the distance between MODIS and DISORT spectral albedos is strengthened by the fact that MODIS channels are distributed along the spectral range 400 – 2500 nm (see Tab. 4.2). Therefore, the optimization is computed with 7 data points scattered along the whole solar spectrum. The constraint during the adjustment (Sec. 4.4.2) is thus higher than for the terrestrial photographs, whose 6 spectral bands ranged from 480 to 830 nm (Chapter 3). This accounts for the higher spectral distance between MODIS and DISORT albedos ($d \approx 0.08$) than between terrestrial photos and DISORT ($d \approx 0.05$).

In addition, since MODIS spectral information is distributed up to 2100 nm, the spectral constraints imposed by the optimisation on DISORT simulated spectral albedo are perfectly suited to the physics of snow and ice spectral albedo. Indeed, the first part of the spectral albedo (400 to 800 nm) is more sensitive to impurity content and type (Warren & Wiscombe, 1980) and is constrained by MODIS bands 1 to 4 ; whereas bands 5 to 7 constrain the near IR part of the spectrum which is highly sensitive to ice grain size and shape (Warren, 1982).

4.6 Application to monitor temporal evolution of typical surface albedo in the ablation zone of Saint Sorlin glacier from 2000 to 2009

Ten years (2000-2009) of MODIS data have been processed using the algorithm exposed and evaluated in the last sections on Saint Sorlin glacier. Images have been selected while no cloud is visible and over the period from May to October in order to cover the whole ablation period (353 retrieved albedo maps in total).

Figure 4.5 shows the evolution of surface albedo average over four pixels in the center of the ablation zone of the glacier, from July to mid-september, i.e. when the surface is often made of ice. Retrieved albedo maps have no regular sampling in times since their frequency depends on their availability and on the presence of clouds. Consequently, averaging maps over time has no physical signification for our purpose. In addition, to follow the evolution of typical ice albedo, we must avoid the effect of snow fall during the period. Figure 4.5 so plots minimal value of the albedo over ten days each five days.

In Figure 4.5, one can notice that there is no obvious trend of decrease of typical surface albedo of ice during this decade. A decrease of 0.32 to 0.15 was, on the contrary, measured on Morteratsch glacier (Swiss Alps) in the period 2001 to 2006 (Oerlemans *et al.*, 2009). This decrease was assumed to be caused by enhanced deposition of dust from side moraines on the glacier surface (Oerlemans *et al.*, 2009). Nevertheless,

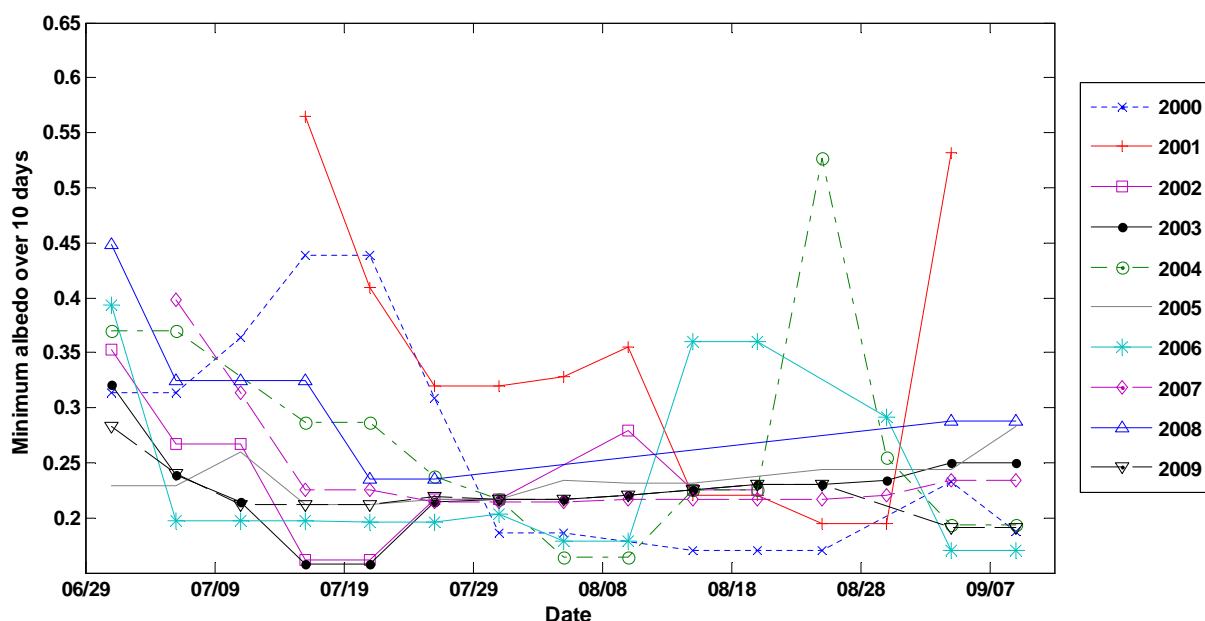


FIGURE 4.5: **Evolution of minimum albedo value in the ablation zone.** Minimum albedo value in the center of Saint Sorlin glacier ablation zone averaged over 4 MODIS pixels. This plot shows value from July to mid-september during ten years, 2000-2009. It shows minimum value of albedo during 10 days each 5 days.

the topography of Saint Sorlin glacier is different in the ablation zone. The terminus is quite wide regarding to the length of the glacier and side moraines are small compared to Morteratsch glacier side moraines. This might explain the difference in the albedo trend for the two glaciers.

4.7 Conclusions

This study presents a new method to retrieve glacier albedo from MODIS images at 250 m under clear-sky conditions, based on previous work of Sirguey *et al.* (2009) and in Chapter 3. Broadband albedo over the whole solar spectrum is computed by taking into account rugged topography, as well as snow and ice anisotropy. The narrow-to-broadband conversion is performed by minimizing the distance to spectral forms computed by the DISORT radiative model and is shown to be more efficient than other existing equations (Greuell & Oerlemans, 2004). RMSEs between measured and MODIS retrieved albedos are less than ± 0.05 . Comparison between MODIS and terrestrial photos albedo maps revealed a good temporal consistence between the two data sets, while a spatial bias exists and might be due to the spatial resolution of the DEM used for topographic correction. The main source of errors may stem from a misregistration between the satellite image and the DEM used for topographic correction or the presence of undetected clouds.

This method has been applied over ten years of MODIS data (2000-2009) on Saint Sorlin glacier. It shows no obvious decreasing trend of typical ablation surface albedo during summer whereas Morteratsch glacier (Oerlemans *et al.*, 2009) surface albedo shows a significant decrease in the period 2001-2006.

The main advantage of this method is that it can be applied to any kind of sensor depending on the needs for glacier albedo monitoring. In addition, since we compute ground irradiance, the narrow-to-broadband conversion takes into account the atmospheric state at the time of the measurements. MODIS products offer a good temporal resolution (daily) with a medium spatial resolution (250 m), a large spatial coverage (2330 km x 2040 km) and a spectral distribution of the measurement suitable for snow and ice surfaces. It could therefore be of great use to monitor and understand the energy balance of several glaciers over an ablation

season and its sensitivity to climate change.

4.8 Application au glacier de Saint Sorlin pour la période 2000-2009

La méthode exposée dans les sections précédentes a été appliquée à 10 années d'images MODIS pour le glacier de Saint Sorlin pour la période allant d'avril à octobre de chaque année, afin d'examiner les variations spatio-temporelles de l'albédo de surface durant la période d'ablation. Au total, 355 images ont été traitées et ce avec les deux méthodes de conversion bandes-étroites à bande-large explicitées dans la section 4.4.2, à savoir l'équation 4.3 corrigée à l'aide de la vapeur d'eau de Greuell & Oerlemans (2004) (Eq. 3_{corr} dans la suite) et la méthode d'optimisation développée dans ce chapitre.

4.8.1 Evolution de l'albédo moyen des différentes zones du glacier

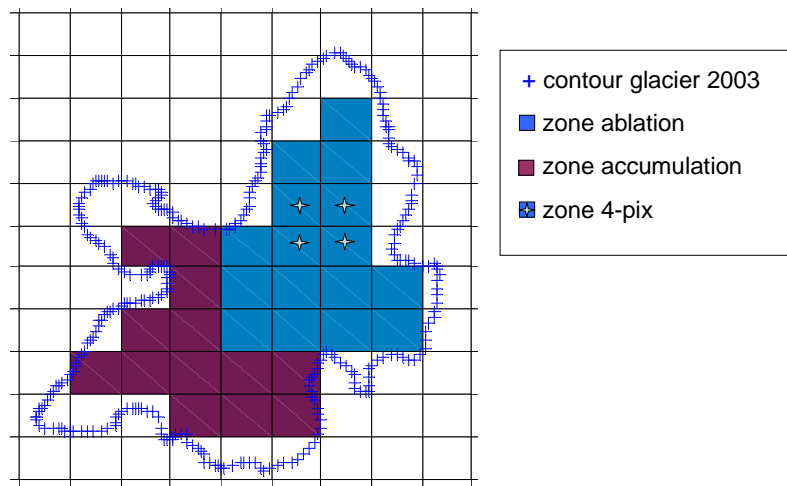


FIGURE 4.6: **Représentation du glacier de Saint Sorlin pour des pixels MODIS de 250 m.** Le contour du glacier tel qu'il était en 2003 est représenté par les croix. La zone en rouge correspond à la zone nommée, arbitrairement, la zone d'accumulation et la zone en bleu, la zone d'ablation. Au sein de la zone d'ablation, les pixels possédant une étoile sont les pixels qui correspondent à l'étude présentée dans la section 4.6.

La figure 4.6 présente le découpage du glacier utilisé dans la suite de cette étude. La moyenne sur l'ensemble du glacier signifie donc la moyenne sur l'ensemble des pixels bleus et rouges. Le découpage entre la zone d'ablation et la zone d'accumulation est arbitraire car il dépend bien évidemment des années. Nous avons volontairement fait le choix d'une très petite zone d'ablation pour être certains que cette surface soit entièrement en glace à un moment de l'été.

Les figures 4.7 et 4.8 présentent les variations durant la saison d'ablation, de l'albédo moyenné respectivement sur l'ensemble du glacier et sur la zone d'ablation pour les 10 années étudiées. Sur ces figures, chaque point représente une moyenne sur une zone du glacier à une date donnée. En conséquence, si une chute de neige a eu lieu peu avant la date de l'image, la valeur de l'albédo se démarque des valeurs précédentes. Ceci explique la forte dispersion observée sur ces graphiques.

On remarque la décroissance progressive de l'albédo au début de la saison, au fur et à mesure que la neige fond et vieillit et que la glace apparaît. Le passage à la glace est plus marquée pour la zone d'ablation, sauf pour 2001 où le bilan de masse est positif.

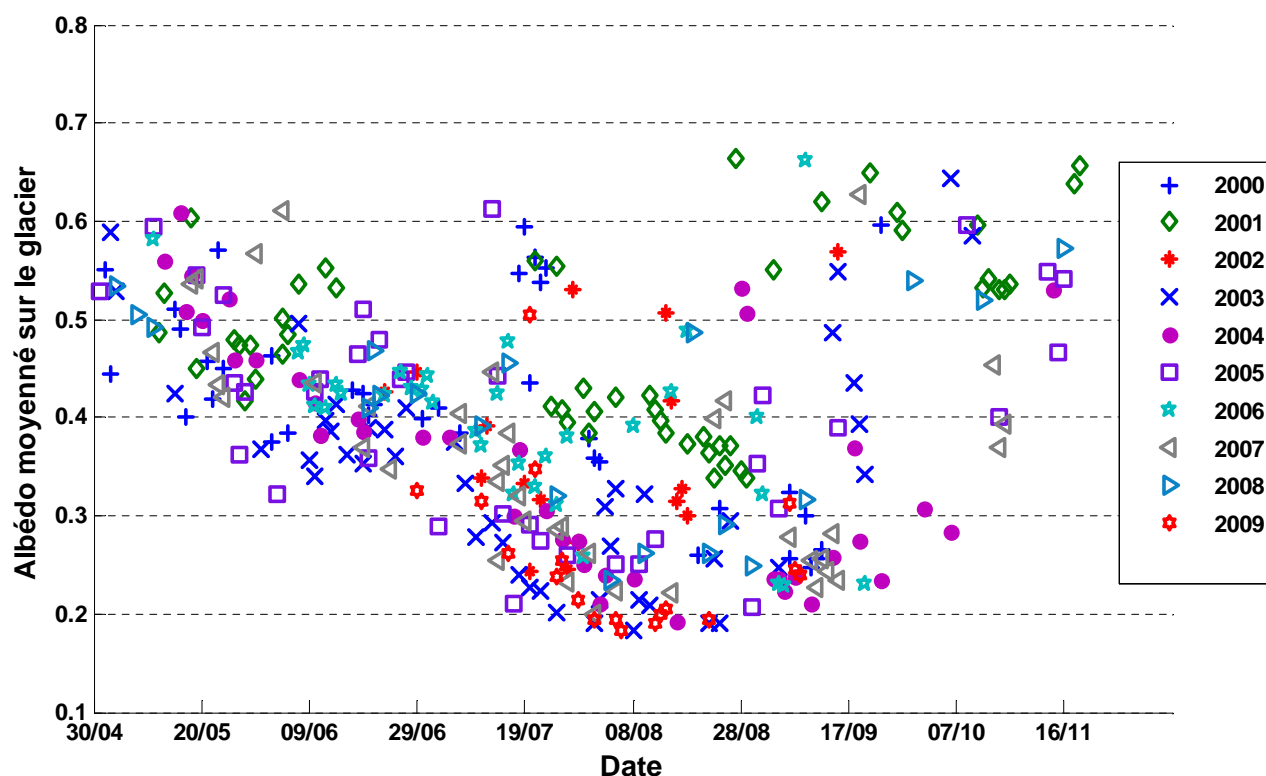


FIGURE 4.7: Evolution de l'albédo moyenné sur l'ensemble du glacier durant la saison d'ablation. Ces valeurs proviennent du traitement de 10 ans d'images MODIS avec la méthode exposée dans les sections précédentes.

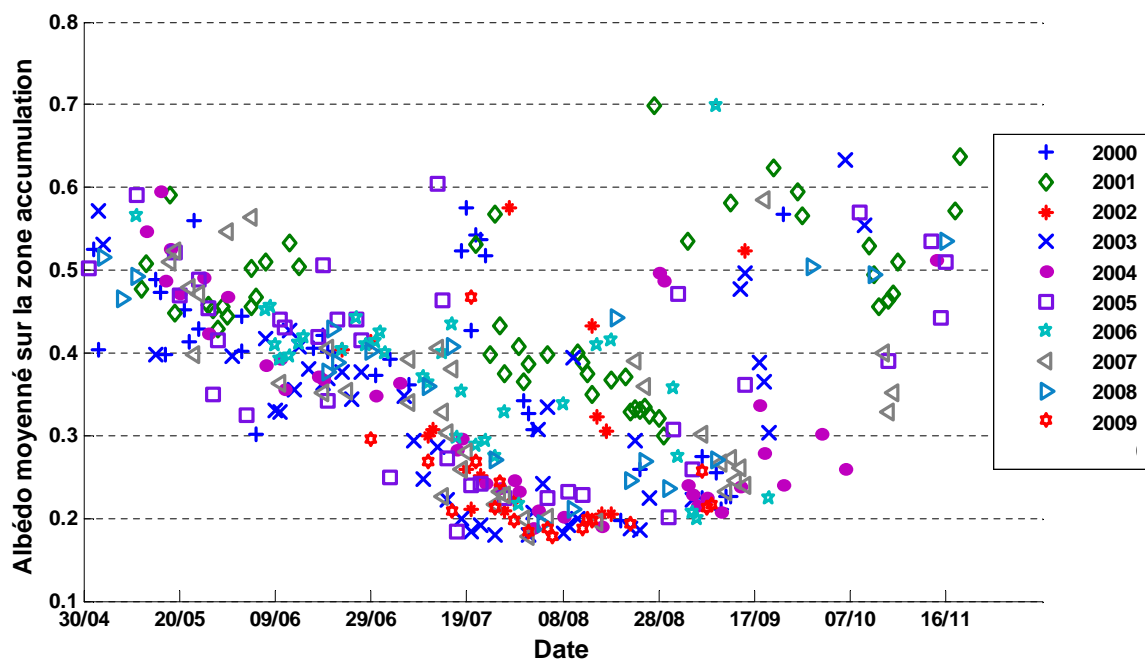


FIGURE 4.8: Evolution de l'albédo moyenné sur la zone d'ablation telle que définie par la figure 4.6. Ces valeurs proviennent du traitement de 10 ans d'images MODIS avec la méthode exposée dans les sections précédentes.

La valeur minimale de l'albédo moyen en zone d'ablation ne semble pas présenter de décroissance depuis 2000 comme détaillé dans la section 4.6.

L'échantillonnage temporel n'est pas régulier puisque l'on ne peut traiter les images ayant une couverture nuageuse. De plus, les chutes de neige au cours de la saison perturbent grandement l'albédo moyen (valeurs brusquement élevées sur les figures 4.7 et 4.8, par exemple le 19/07/2010), qui n'est alors plus vraiment représentatif de l'état moyen du glacier. Ce fait nous empêche de tirer de ces données des moyennes temporelles qui seraient biaisées par l'échantillonnage temporel et les chutes de neige. Nous allons donc plutôt nous concentrer sur l'étude de la valeur minimale de l'albédo au cours de la période d'ablation.

4.8.2 Lien avec le bilan de masse

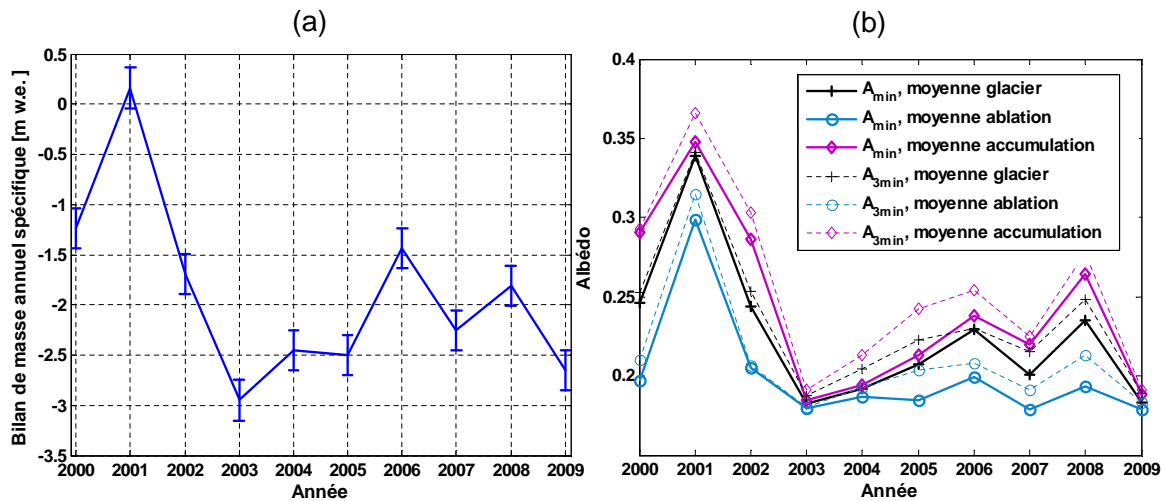


FIGURE 4.9: **Albédo moyen minimal et bilan de masse.** (a) Evolution du bilan de masse spécifique du glacier de Saint Sorlin. Ces données proviennent des mesures de l'observatoire GLACIOCLIM et sont estimées avec une précision de ± 0.20 m w.e.. (b) Evolution de la valeur minimale de l'albédo moyen sur l'ensemble du glacier, sur la zone d'ablation et sur la zone d'accumulation. Les lignes continues représentent le minimum et les lignes pointillées la moyenne des trois minima (i.e. la moyenne des trois plus petites valeurs obtenues au cours de la saison). Ces données proviennent du traitement des images MODIS avec la méthode exposée dans les sections précédentes.

La figure 4.9 présente les variations du bilan de masse annuel spécifique et celles de la valeur minimale de l'albédo moyen sur les différentes zones du glacier. On remarque une similitude dans les variations de ces deux grandeurs. Le fait de prendre uniquement le minimum ou la moyenne des trois plus petites valeurs (trois minima) ne semble pas perturber cette similitude. La même étude est menée pour la méthode proposée par Greuell & Oerlemans (2004). La similitude entre les variations du bilan de masse et celles de l'albédo minimal se retrouve également (fig. 4.10).

L'information additionnelle portée par la figure 4.10 est une comparaison sur une longue période des deux méthodes de conversion bandes étroites à bande large. Les deux méthodes de conversion proposent des variations identiques. Cependant, l'équation 3_{corr} présente une dynamique plus importante que notre méthode d'optimisation. La méthode d'optimisation est, en effet, limitée aux spectres de neige et de glace. La valeur minimale proposée par cette méthode est donc représentative de la glace très sale. Pour l'équation 3_{corr} , qui utilise une combinaison quadratique des bandes, la valeur de l'albédo large bande calculée n'est par contre pas physiquement limitée à un spectre de glace. Ceci peut expliquer la valeur minimale obtenue en 2003 de 0.11 et la valeur plus élevée en 2001. Dans la littérature les valeurs obtenues sur la glace sale sont plutôt de l'ordre de 0.14 (Oerlemans *et al.*, 2009; Gerbaux *et al.*, 2005). De plus, bien que les pixels

utilisés aient été sélectionnés en limitant la présence de rochers (Fig. 4.6), la présence de pixels mixtes n'est pas exclue. Ceci pourrait expliquer une partie de la différence entre les résultats issus des deux méthodes.

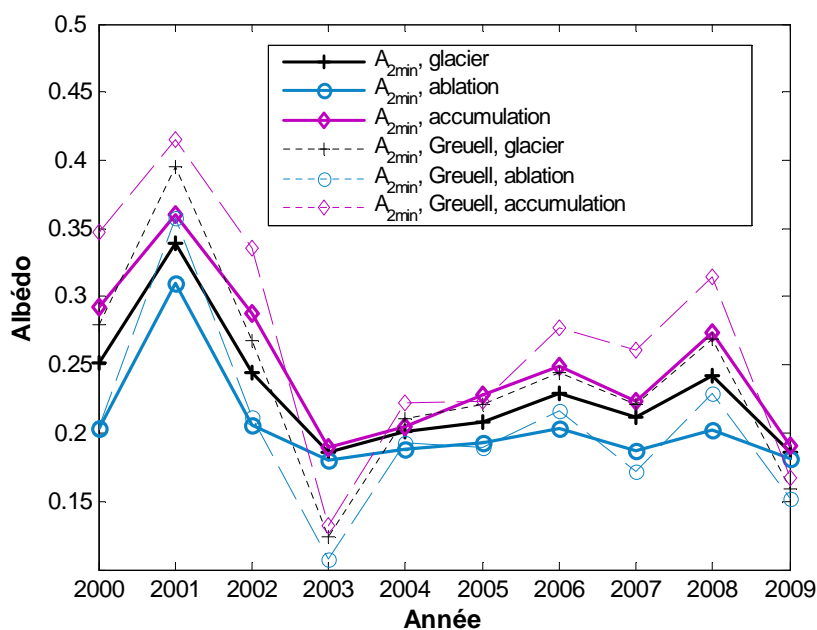


FIGURE 4.10: Comparaison de l'albédo moyen minimal selon la méthode de conversion utilisé pour le passage bande étroite à bande large. Cette figure présente l'évolution de la moyenne des deux minima (valeurs pour laquelle la corrélation est la plus haute, table 4.6) pour la méthode de conversion spectrale de Greuell & Oerlemans (2004) (ligne en pointillée) et la méthode d'optimisation (ligne continue).

TABLE 4.6: Corrélation entre le bilan de masse annuel spécifique et la valeur minimale de la moyenne de l'albédo sur différentes zones du glacier. r^2 est le coefficient de corrélation entre les deux séries, p_1 et p_2 sont les coefficients obtenus pour la régression linéaire $\Delta m = p_1 A + p_2$ ([m w.e.]). Ce tableau regroupe les informations obtenues pour la méthode d'optimisation ($Opti$) et pour l'équation (3_{corr}) (Greuell & Oerlemans, 2004) ainsi que les valeurs pour le minimum (1) et la moyenne des 2 ou des 3 minima (2 et 3). Les valeurs des différents coefficients sont indiquées pour les trois zones : glacier, ablation (abla) et accumulation (accu).

	r^2			p_1			p_2		
$Opti$	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Glacier	0.945	0.948	0.917	18.9	19.7	19.4	-6.45	-6.40	-6.42
Abla	0.808	0.824	0.833	22.8	21.8	21.6	-6.44	-6.35	-6.42
Accu	0.885	0.910	0.873	15.9	16.0	15.3	-5.75	-5.87	-5.79
3_{corr}									
Glacier	0.855	0.909	0.909	10.2	11.7	12.2	-4.08	-4.69	-4.94
Abla	0.808	0.870	0.890	11.0	13.0	14.0	-3.95	-4.53	-4.86
Accu	0.777	0.848	0.865	8.7	9.6	10.1	-4.09	-4.47	-4.70

Le tableau 4.6 présente les coefficients de corrélation et les coefficients des régressions linéaires obtenus lors de la comparaison du bilan de masse spécifique avec la valeur minimale de l'albédo. Les coefficients de corrélations sont significatifs au seuil de 0.05 quelle que soit la configuration choisie (test de student, Annexe D). Ceci indique que, malgré les problèmes d'échantillonnage temporel et les éventuelles images avec des

nuages hauts, on obtient tout de même une bonne corrélation. On remarque également que les coefficients de corrélation sont plus élevés pour la zone d'accumulation que pour la zone d'ablation.

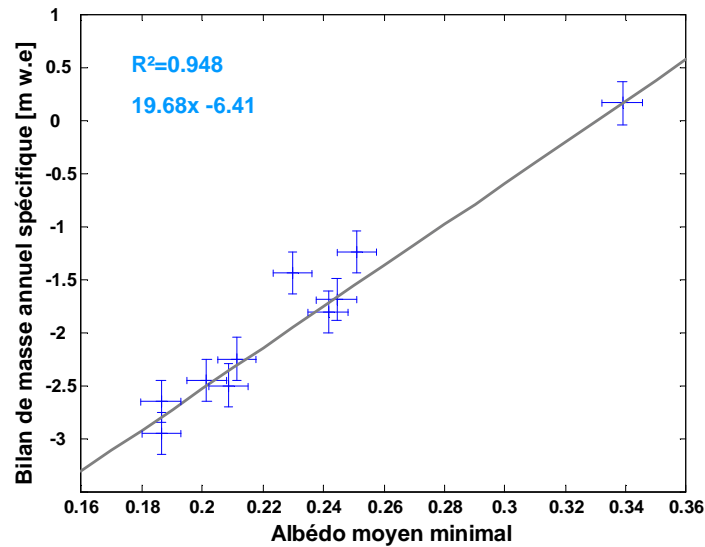


FIGURE 4.11: **Bilan de masse annuel spécifique versus albédo moyen minimal.** Les valeurs de bilan annuel spécifique sont données avec une précision de ± 20 cm w.e. et celles d'albédo avec une précision de ± 0.0066 . Les valeurs d'albédo sont moyennées sur l'ensemble du glacier et représentent la moyenne des deux minima obtenus avec la méthode d'optimisation, i.e configuration pour laquelle le coefficient de corrélation est le plus élevé.

La figure 4.11 présente le bilan de masse spécifique en fonction de la valeur minimale de la moyenne de l'albédo sur l'ensemble du glacier, pour les deux minima de la méthode d'optimisation. Même sans tenir compte de la valeur de 2001, qui se détache largement du nuage de points, r^2 vaut 0.875 et reste donc significatif au seuil de 0.05.

La base physique de cette corrélation est simple. L'albédo moyen minimal correspond, globalement, à l'albédo moyen du glacier le jour où la ligne de neige est la plus haute, c'est-à-dire au jour où la ligne de neige se rapproche le plus de la ligne d'équilibre. Cet albédo moyen est donc représentatif, entre autres, des aires respectives de la zone d'ablation et de la zone d'accumulation. Les aires de ces deux zones sont en lien direct avec le bilan de masse.

La meilleure corrélation obtenue pour la zone d'accumulation par rapport à la zone d'ablation renforce cette explication. En effet, étant donné le découpage choisi, la ligne d'équilibre va plus fréquemment se trouver dans la partie désignée comme accumulation que comme ablation.

Ces conclusions sont à rapprocher de la méthode de détermination du bilan de masse développée par Rabatel *et al.* (2005, 2008) qui proposent une estimation du bilan de masse spécifique à partir de l'altitude de la ligne d'équilibre. La quantité d'informations portée par l'albédo moyen minimal est cependant plus importante que celle portée par l'altitude de la ligne de neige puisqu'elle inclut la répartition spatiale exacte des zones d'accumulation et d'ablation ainsi que l'albédo des surfaces en zone d'ablation et du névé restant en zone d'accumulation (Fig. 4.12a)). Ceci explique la plus faible corrélation entre le bilan de masse spécifique et la ligne d'équilibre (Fig 4.12b)). Les corrélations indiquées sur la figure 4.12, bien que significatives au seuil de 0.05, peuvent être également biaisées par le fait que la conformation du glacier de Saint Sorlin (différentes zones d'accumulation avec différentes orientations) rend difficile la détermination de la ligne de neige.

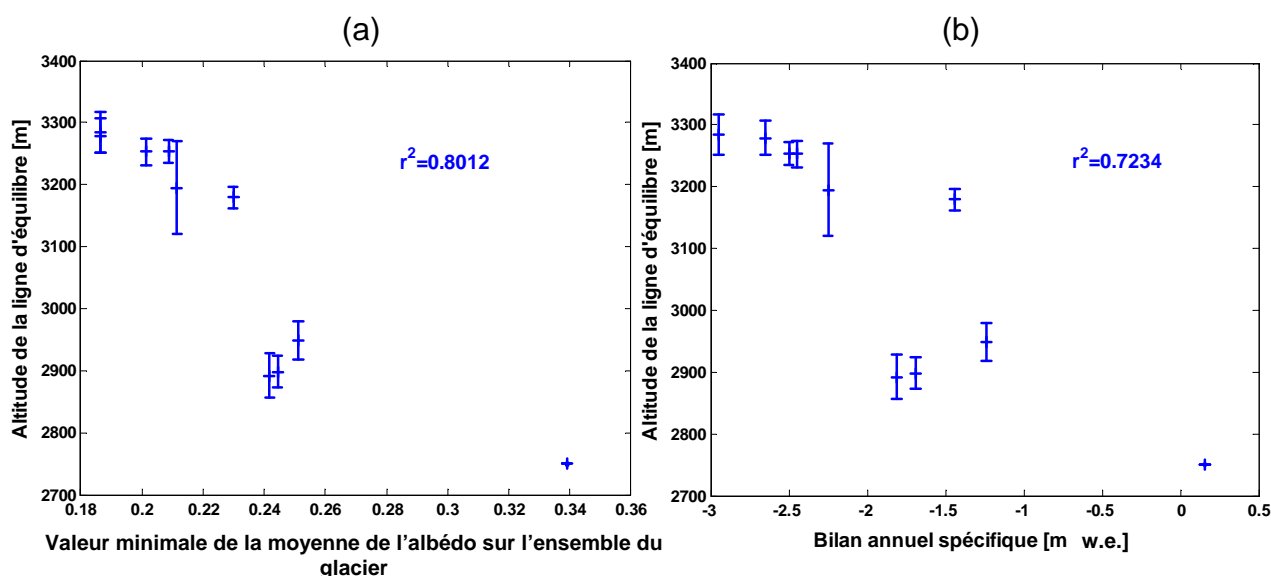


FIGURE 4.12: Rapport entre le bilan de masse spécifique, la ligne d'équilibre et l'albédo. (a) Altitude de la ligne d'équilibre versus albédo minimal; (b) Altitude de la ligne d'équilibre versus bilan de masse annuel spécifique. Les altitudes des lignes d'équilibre ont été calculées à partir d'images Landsat 7 et Spot 5 par A. Rabatel (communication personnelle).

4.8.3 Conclusions et perspectives

L'étude de dix années d'images MODIS sur le glacier de Saint Sorlin nous a donc permis de dégager deux grandes conclusions :

- Pour la période 2000-2010, l'albédo des surfaces d'ablation ne semble pas présenter de décroissance marquée, au contraire de ce qui a été observé sur le glacier du Morteratsch (Alpes Suisses) (Oerlemans *et al.*, 2009).
- La valeur minimale de la moyenne de l'albédo sur l'ensemble du glacier durant la saison d'ablation, i.e. l'albédo moyen du glacier le jour où la ligne de neige se rapproche le plus de la ligne d'équilibre, est très fortement corrélée à la valeur du bilan de masse annuel spécifique.

Ces résultats, issus d'une première étude, laissent entrevoir de nombreuses perspectives. La méthode développée est, en effet, applicable quel que soit le capteur et sur un grand nombre de glaciers. Elle permettrait ainsi de rechercher, à court terme, si les deux conclusions précédentes sont valables pour d'autres glaciers et d'envisager, à long terme, une nouvelle méthode d'estimation des variations du bilan de masse annuel spécifique pour un grand nombre de glaciers. Le seul inconvénient restant la disponibilité des images satellitaires ce qui constitue donc une limitation pour la reconstruction des bilans de masse sur une longue période .

CHAPITRE 5

ASSIMILATION DE L'ALBÉDO POUR L'ESTIMATION DU BILAN DE MASSE SPATIALISÉ

Abstract

The albedo is one of the leading variable controlling the surface energy balance on a temperate glacier during the ablation season. This chapter presents a first attempt to assimilate albedo observations into a spatialised surface energy balance model, namely CROCUS on the Saint Sorlin glacier. Input meteorological data are disaggregated large scale model estimates. They are evaluated by comparison with measurements on the glacier morain. A variationnal assimilation method coupled with a forcing algorithm is used to feed model simulations with the observed albedo derived from MODIS data or terrestrial photographs. Albedo, energy fluxes and spatialised mass balance estimates are evaluated by comparison with *in situ* measurements. The method gives an unbiased estimation of the annual spatialised mass balance over tree hydrological years. The RMSE is less than 0.5 m w.e. over five hydrological years, compared to 0.8 m w.e and biased estimates for the method without albedo assimilation. Main sources of uncertainties are identified as longwave downward radiation estimates and wind field through the parametrisation of turbulent fluxes.

Résumé

L'albédo est une des variables clefs du bilan énergétique de surface d'un glacier tempéré durant la saison d'ablation. Ce chapitre présente une première tentative d'assimilation d'observations d'albédo dans un modèle de bilan d'énergie spatialisé, CROCUS sur le glacier de Saint Sorlin. Les forçages météorologiques utilisés sont issus de champs moyenne échelle et sont évalués en comparaison aux mesures effectuées sur la moraine du glacier. Une méthode d'assimilation variationnelle couplée à un simple algorithme de forçage est mise en place afin d'assimiler les observations d'albédo issus d'images MODIS ou de photographies terrestres. L'albédo, les flux de surface et le bilan de masse spatialisé annuel sont évalués en comparaison aux mesures *in situ*. Pour cinq années hydrologiques, le modèle couplé avec la méthode d'assimilation des observations d'albédo donne une estimation non biaisée du bilan de masse annuel spatialisé sur trois des cinq années étudiées. L'erreur quadratique moyenne est inférieure à 0.5 m w.e en 143 points de mesures pour les cinq années étudiées (contre une représentation biaisée avec une erreur quadratique moyenne de 0.8 m w.e. sans assimilation). Les principales sources d'erreur identifiées sont la représentation du rayonnement grandes longueurs d'onde descendant et le vent, à travers le calcul des flux turbulents.

Introduction

Parmi les flux impliqués dans le bilan d'énergie de surface d'un glacier tempéré (Eq. 1.2), le bilan radiatif courtes longueurs d'ondes, SW , explique une grande partie de la variabilité du bilan énergétique de surface durant la saison d'ablation (Sicart *et al.*, 2008). La variabilité de ce terme, SW , est en grande partie due aux variations de l'albédo de surface (Fig. 1.4). Il est donc légitime, de penser améliorer la simulation du bilan de masse spatialisé (Section 1.1.2) d'un glacier, en améliorant la précision sur la valeur simulée de l'albédo de surface. Cette idée constitue le fil directeur de ce chapitre.

5.0.1 Etat de l'art

Plusieurs études récentes ont été menées sur la simulation spatialisée du bilan de masse d'un glacier (e.g., Hock, 2005). La complexité des modèles de bilan de masse se décline depuis le simple modèle degré-jour jusqu'aux modèles de bilan d'énergie décrivant, de manière détaillée, les flux intervenants dans le bilan d'énergie de surface. C'est cette approche qui nous intéresse ici afin de mieux comprendre les processus physiques qui dirigent le bilan de masse d'un glacier tempéré. Parmi ces modèles de bilan d'énergie de surface, la description de la neige et de la glace est plus ou moins complète. Dans notre cas, nous utilisons un modèle de neige qui fait évoluer le manteau neigeux en prenant en compte les différents phénomènes liés au métamorphisme du manteau neigeux, CROCUS (Brun *et al.*, 1989, 1992).

Une revue des différents modèles de neige existants ainsi qu'une comparaison de leur performance est disponible dans Essery *et al.* (1999); Etchevers *et al.* (2004); Essery & Etchevers (2004). Toutes ces études soulignent l'importance de la paramétrisation de l'albédo sur l'estimation finale du bilan de masse. Klok & Oerlemans (2002) et Hock & Holmgren (2005) ont présenté récemment des modèles de simulation spatialisée du bilan de masse d'un glacier. Ils utilisent deux schémas différents de paramétrisation de l'albédo et soulignent, de nouveau, l'importance de cette variable. Les données météorologiques utilisées en entrée dans les deux cas proviennent de mesures d'AWS.

Gerbaux *et al.* (2005) et Lejeune (2009) ont développé une version spatialisée du modèle de neige CROCUS (Brun *et al.*, 1989, 1992) pour la simulation du bilan de masse spatialisé d'un glacier. D'une part, Gerbaux *et al.* (2005) ont évalué cette version sur le glacier de Saint Sorlin mais uniquement en terme de bilan annuel spécifique et d'altitude de ligne de neige. Dans cette étude, les variables météorologiques utilisées en entrée du modèle proviennent du modèle SAFRAN (Durand *et al.*, 1993) qui désagrège les variables météorologiques de grande-échelle à l'échelle des différents massifs alpins. D'autre part, Lejeune *et al.* (2007) et Lejeune (2009) ont testé le modèle, distribué cette fois (i.e. par tranche d'altitude), sur le bassin du Zongo en Bolivie en le couplant avec le modèle de sol ISBA pour les parties non englacées. Lejeune (2009) propose une nouvelle paramétrisation pour l'albédo en cas de manteau neigeux peu épais et utilise des données météorologiques provenant des mesures d'AWS.

De toutes ces études, on retiendra :

- l'importance de la paramétrisation de l'albédo sur les estimations du bilan de masse puisque c'est une variable clef du bilan énergétique de surface qui possèdent de plus une forte rétroaction positive sur celui-ci,
- les difficultés de cette paramétrisation dues aux grandes nombres de paramètres qui influent sur la valeur de l'albédo (Pedersen & Winther, 2005; Gardner & Sharp, 2010).

De cette constatation est venue l'idée d'assimiler des données d'albédo de surface (Chapitres 3 et 4) pour améliorer les estimations. Durand *et al.* (2008) présentent un premier essai d'assimilation d'observations

nivologiques (Snow Cover Area) avec un schéma d'assimilation statistique. L'étude qui suit est, à notre connaissance, une des premières tentatives d'assimilation, par méthode variationnelle, d'albédo dans un modèle de neige.

5.0.2 Objectif et plan du chapitre

L'objectif de cette étude est de tester l'assimilation de données d'albédo dans le modèle de neige CROCUS avec une méthode variationnelle 1D-Var (Bouttier & Courtier, 1999) et d'évaluer l'impact sur les estimations du bilan de masse d'un glacier tempéré.

La première partie de ce chapitre présente brièvement les modèles et les forçages météorologiques utilisés par la suite. Dans la section 5.2, nous décrirons, de manière détaillée, la méthode d'assimilation variationnelle utilisée ainsi que les tests en un point, réalisés au site du Col de Porte. La section 5.3 présente une évaluation de la version spatialisée de CROCUS pour l'estimation du bilan de masse sur le glacier de Saint Sorlin pour 5 années hydrologiques. Enfin, la section 5.4 décrit la méthode utilisée pour intégrer les données d'albédo dans les simulations et présente, d'une part, les estimations obtenues du bilan de masse spatialisé et d'autre part, les tests de sensibilité et les limites de la méthode. L'annexe E résume le formalisme utilisé dans ce travail pour la méthode d'assimilation variationnelle.

5.1 CROCUS et SAFRAN

5.1.1 Le modèle de neige, CROCUS

Généralités

Le modèle de neige CROCUS (Fig. 1.10) a été développé par Brun *et al.* (1989, 1992) pour la prévision numérique du risque d'avalanche. CROCUS est un modèle unidimensionnel d'évolution du manteau neigeux.

CROCUS prend en entrée des variables météorologiques et modélise le manteau neigeux couche par couche. Chaque couche est caractérisée par sa température, sa densité, sa teneur en eau liquide, son épaisseur, une variable historique pour le métamorphisme des grains⁵ et deux variables de grains, \tilde{x}_1 et \tilde{x}_2 . La définition de ces variables de grains est séparée en deux cas :

- le cas dendritique (neige fraîche), $\tilde{x}_1 \in [-99; 0[$ est la dendriticité et $\tilde{x}_2 \in [0; 99]$ est la sphéricité.
- le cas non dendritique (neige évoluée), $\tilde{x}_1 \in [0; 99]$ est la sphéricité et $\tilde{x}_2 \in [0.1; 5]$ mm est le diamètre des grains.

La dendriticité décrit l'aspect étoilé du grain et la sphéricité le rapport entre des formes rondes et anguleuses.

CROCUS modélise la plupart des processus affectant l'évolution du manteau neigeux avec un pas de temps de quinze minutes. A chaque pas de temps, le modèle calcule le profil de température dans le manteau afin d'obtenir

- les échanges d'énergie et de masse entre chaque couche,
- la métamorphose des grains de neige, l'albédo, le tassement mécanique des couches et la percolation.

Dans la suite, nous nous contenterons de décrire la paramétrisation des flux turbulents et celle de l'albédo dont nous allons discuter par la suite. On trouve une description finement détaillée de tous les processus pris en compte et de leurs paramétrisations chez Martin (1995).

5. La variable historique est un indicateur de la présence à moment donné de grains à face plane et/ou d'eau liquide et d'occurrence passée de gel/dégel.

Afin de pouvoir utiliser les méthodes variationnelles, on remplace \tilde{x}_1 et \tilde{x}_2 par le vecteur $\mathbf{x} = (x_1, x_2, x_3)$ où x_1 est la dendriticité (0 dans la cas non dendritique), x_2 est la sphéricité et x_3 la taille de grains en m . De cette manière, nous avons un vecteur d'état défini de manière continue.

Représentation des flux turbulents

CROCUS propose deux formulations des flux turbulents reposant sur les travaux de Deardorff (1968). Les formulations proposées sont des variantes des équations 1.3 et 1.4. Dans la première formulation, on utilise les coefficients d'échange turbulent (eqs. 1.3 et 1.4) ajustés expérimentalement au site du Col de Porte. De plus, on remplace \bar{v} par $a + b\bar{v}$ pour tenir compte de l'importance des flux conductifs de chaleur et de la diffusion de vapeur due au gradient de vapeur, en conditions de vent faible (Brun *et al.*, 1989; Martin, 1995). a et b sont ajustés expérimentalement. Pour la deuxième formulation, Martin & Lejeune (1998) proposent une modification du calcul des coefficients d'échanges turbulents à partir du nombre de Richardson (eq 1.5) en cas de forte stabilité. C'est cette deuxième formulation qui est choisie dans la suite.

Comme dans la plupart des modèles de neige, toutes les longueurs de rugosité sont supposées égales à un seul paramètre, z_0 (Brun *et al.*, 1989). Cela est éloigné de la réalité physique (z_{0T} et $z_{0q} \ll z_0$ d'après Hock (2005)) mais il faut souligner que la longueur de rugosité utilisée est souvent plus considérée comme un paramètre de calage que comme une représentation physique de l'état de la surface.

La longueur de rugosité pour la neige, z_0 , est supposée égale à 3 mm (paramètre initial de CROCUS, calage réalisé au col de Porte). Les flux turbulents sont originellement doublés si la surface est en glace. Dans la suite de cette étude, on ne double plus les flux turbulents sur la glace mais on utilise $z_0 = 6$ mm pour la glace, valeur en accord avec les mesures de Martin (1975); Greuell & Smeets (2001); Brock *et al.* (2006) réalisées sur le glacier de Saint Sorlin ou sur d'autres glaciers alpins. Ces deux choix ne sont pas identiques. Doubler les flux turbulents sur la glace revient, en effet, à prendre une longueur de rugosité d'un ordre de grandeur plus élevé pour la glace. Les deux choix ont été testés et les résultats ont montré que la solution initiale (flux turbulents doublés) amène à une sur-estimation systématique de la fonte sur la glace pour notre cas d'étude.

La longueur de rugosité est un paramètre extrêmement variable selon l'état de surface (10^{-4} à 10^{-1} m) (Brock *et al.*, 2006). La sensibilité au paramètre z_0 ainsi que sa signification seront discutées dans la section 5.4.4.

Paramétrisation de l'albédo

L'albédo dans CROCUS est paramétré comme une fonction de la taille optique et de l'âge des grains (Willemet, 2008). La taille optique des grains est calculée à partir des variables de grains. Pour le calcul du bilan énergétique de surface, l'albédo est séparé en trois bandes spectrales aux variations et comportements différents (Chapitre 2) :

- A_1 pour la bande $[0.3, 0.8] \mu\text{m}$;
- A_2 pour la bande $[0.8, 1.5] \mu\text{m}$;
- A_3 pour la bande $[1.5, 2.8] \mu\text{m}$.

Dans cette paramétrisation (pour la neige), seule la première bande spectrale de l'albédo est fonction de l'âge de la couche. La valeur de l'albédo dans cette bande, A_1 , décroît avec l'âge. A_1 est de plus borné à 0.7 dans la version originale de CROCUS ce qui est adapté à l'étude d'un manteau neigeux saisonnier hivernal.

L'albédo de la glace, A_{ice} (CROCUS considère qu'une couche est en glace si sa masse volumique est supérieure à 850 kg m^{-3}) est considérée par contre comme une constante. Dans la version originale de CROCUS, il est égal pour les trois bandes définies ci-dessus à $[0.45, 0.3, 0.1]$. On trouve chez Lejeune (2009), $A_{ice} = [0.38, 0.23, 0.08]$ sur le glacier du Zongo (Bolivie) et pour Gerbaux *et al.* (2005) $A_{ice} = [0.23, 0.16, 0.05]$ pour le glacier de Saint Sorlin. Ces valeurs sont cohérentes avec les mesures *in situ* mais sont surtout aussi des paramètres d'ajustement du modèle.

Pratiquement, l'albédo de la neige est uniquement calculé, dans CROCUS, à partir des caractéristiques de la couche de surface. Or, les longueurs d'ondes visibles pénètrent assez profondément dans le manteau (quelques dizaines de cm pour les longueurs d'onde visibles). Ceci est de moindre importance lorsque le manteau est épais et relativement homogène. Dans le cas d'un manteau fin reposant sur une couche de glace assez sale, la valeur de l'albédo est largement surestimée par cette approximation. Afin de s'affranchir de ce problème, nous instaurerons une correction de l'albédo si l'épaisseur de neige est fine (7 cm dans cette étude) du type de celle proposée par Oerlemans & Knap (1998) et utilisée dans Lejeune (2009).

Pour cela, on définit une fraction de neige, $f_{neige} = \min(1, (\frac{h_{neige}}{h_{critique}})^x)$. Nous utiliserons, $h_{critique} = 0.07 \text{ m}$ et $x = 0.33$ comme dans Lejeune (2009) puisque nous ne possédons pas de série temporelle continue assez longue de mesures d'albédo concomitantes à des mesures d'épaisseur du manteau pour le calage de ces paramètres. L'albédo est ensuite modifié de la manière suivante :

$$\forall i \in \{1, 2, 3\}, A_i = f_{neige} A_{i,neige} + (1 - f_{neige}) A_{i,ice} \quad (5.1)$$

D'une part, une correction plus physique consisterait à modifier les bandes avec une hauteur critique différente et dépendante du type de neige puisque la profondeur de pénétration dépend de la longueur d'onde et du manteau lui-même. D'autre part, cette correction prend également en compte les problèmes d'hétérogénéité d'une maille. Si le manteau neigeux est peu épais, la glace peut apparaître à certains endroits et pas à d'autres. L'introduction de la fraction permettrait de tenir également compte de cette hétérogénéité, qui est une réalité sur le terrain.

Nous avons pu montrer que l'influence de cette modification sur le bilan de masse annuel spécifique du glacier est non négligeable. L'introduction de la fraction engendre une baisse de 0.20 m w.e. du bilan de masse annuel spécifique de l'année 2005-2006, par exemple.

5.1.2 Variables météorologiques

CROCUS utilise en entrée des variables météorologiques. Dans son utilisation opérationnelle, ces données sont issues du modèle SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige) (Durand *et al.*, 1993). Pour cette étude, nous utiliserons également des données SAFRAN issues des données ARPEGE (Courtier *et al.*, 1991) grande échelle.

Principe de SAFRAN

SAFRAN désagrége et spatialise les données grande échelle pour différents massifs d'une superficie de 400 à 1000 km^2 des zones montagneuses françaises. Les variables sont la température, l'humidité relative, la vitesse du vent, le rayonnement descendant grandes longueurs d'ondes, les précipitations (cumul et phase), le rayonnement incident courtes longueurs d'onde direct et diffus et enfin, la nébulosité. Ces variables sont fournies avec un pas de temps horaire, par tranche d'altitude de 300 m et pour 7 différentes orientations possibles (N, E, SE, S, SW, W, plat).

SAFRAN utilise une ébauche qui provient des modèles grande échelle sauf pour les précipitations et assimile pratiquement toutes les données météorologiques locales disponibles. Ces observations locales peuvent venir de stations météorologiques classiques, mais aussi des postes nivo-météo et des NIVOSSES (réseau automatique de mesures météorologiques). L'analyse est effectuée toutes les 6 heures et les variables météorologiques sont ensuite interpolées au pas de temps horaire et calculées au niveau de la surface par une méthode variationnelle.

Il faut garder à l'esprit que SAFRAN a été conçu pour une utilisation hivernale et à l'échelle du massif. Nous le détournons donc de son utilisation originelle. Nous avons, cependant, pour cette étude, préféré l'utilisation des données SAFRAN à celles d'autres modèles. D'une part, les données SAFRAN sont adaptées à une utilisation en zone montagneuse puisque SAFRAN assimile, entre autres, des observations provenant de stations automatiques de montagne. D'autre part, SAFRAN a été conçu pour fournir un forçage météorologique au modèle de neige utilisé, CROCUS.

Evaluation pour le glacier de Saint Sorlin

La grille utilisée pour la modélisation du bilan de masse a une résolution de $100 \times 100 \text{ m}^2$ ce qui représente 206 points de grille pour le glacier de Saint Sorlin. Pour chaque point de grille, les données météorologiques utilisées en entrée de CROCUS sont donc interpolées à partir des fichiers SAFRAN (Gerbaux *et al.*, 2005). Les réflexions multiples sur les parois avoisinantes ne sont pas pris en compte pour le rayonnement courtes longueurs d'onde. La contribution des parois avoisinantes au rayonnement grandes longueurs d'onde n'est pas, non plus, pris en considération. Les effets d'ombre (masque) sont pris en compte uniquement pour le rayonnement courtes longueurs d'onde.

Comme décrit dans la section 1.1.3, une station météorologique automatique (AWS) est installée sur la moraine depuis 2005. Dans l'annexe D, on compare les mesures de l'AWS avec les données de SAFRAN. Cette étude montre que SAFRAN propose une très bonne estimation des variables relativement homogènes comme la température (homogène au gradient thermique près) et l'humidité relative. La représentation des variables soumises à de fortes variations locales comme le vent et les rayonnements courtes et grandes longueurs d'onde liés aux nuages, et à la topographie, est moins bonne.

Les rayonnements grandes et courtes longueurs d'onde présentent des biais significatifs. Une étude plus détaillée de ces deux flux montrent que, pour les grandes longueurs d'onde, les jours de faible nébulosité, SAFRAN surestime systématiquement le flux. Cela peut être dû à la représentation des nuages hauts et de leur altitude ainsi qu'à la discrétisation verticale de la haute atmosphère dans SAFRAN (Y. Durand, communication personnelle). Pour les courtes longueurs d'onde, la nébulosité locale joue beaucoup sur la valeur du rayonnement. La comparaison entre un point de mesure et la valeur de SAFRAN pour toute une maille pose donc un problème d'échelle.

Au vu de ces remarques et des résultats présentés dans l'annexe D, il s'avère nécessaire et possible d'effectuer une correction sur le rayonnement grandes longueurs d'onde descendant. Cette correction est basée sur des classes de nébulosité et d'intensité du flux. Pour cinq classes de nébulosité et huit classes d'intensité du rayonnement simulé, on calcule le coefficient correcteur moyen. La valeur moyenne sur toutes les classes du coefficient correcteur appliqué est de 0.96, les valeurs les plus fortes étant concentrées pour les faibles valeurs de nébulosité. Elle permet d'obtenir un rayonnement grandes longueurs d'onde descendant qui n'est plus significativement biaisé sur les trois ans de comparaison avec les mesures de la station météorologique. Le coefficient de corrélation vaut alors 0.90 pour les trois ans en valeur journalière, valeur à comparer à 0.86 avant correction. La correction appliquée est sûrement un peu brutale et il pourrait s'avérer nécessaire par

la suite d'aller plus loin dans ces corrections.

Estimation des précipitations hivernales

L'estimation des précipitations en zone montagneuse est une problématique épineuse qui se heurte à la fois à des problèmes de mesures et de modélisation (Gottardi, 2009). Comme indiqué dans Gerbaux *et al.* (2005), l'utilisation des précipitations de SAFRAN conduit à une sous-estimation quasi-systématique du bilan de masse hivernal, principalement causée par une sous-estimation de la quantité de précipitations solides. Deux des raisons de cette sous-estimation sont la très faible densité de mesures de précipitations disponibles en altitude et la différence d'échelle spatiale.

Les précipitations de SAFRAN sont donc ajustées pour permettre une meilleure représentation de l'accumulation hivernale. Cet ajustement est effectué comme dans Gerbaux *et al.* (2005) à partir des mesures d'accumulation hivernale sur les balises. Afin de ne pas utiliser un ajustement annuel et d'obtenir une méthode applicable sur plusieurs années sans avoir besoin de mesures d'accumulation, on effectue le calcul des coefficients d'ajustement des précipitations durant 14 ans (1995-2009) en utilisant les données de bilan de masse hivernal concomitantes. En pratique, on minimise sur 14 ans la somme des différences entre l'accumulation hivernale mesurée et simulée par SAFRAN-CROCUS.

Les coefficients sont ensuite interpolés sur l'ensemble du glacier. L'impact de la méthode d'interpolation a été testé. La différence moyenne sur l'ensemble du glacier entre une interpolation cubique et une interpolation linéaire est de 1 mm w.e. avec un écart maximum de 8 cm w.e. Le résultat est présenté sur la figure 5.1.

La moyenne sur le glacier de ces coefficients est de 1.64. En comparaison, Gerbaux *et al.* (2005) propose 1.5 sur 10 années d'étude et Gottardi (2009) 1.6 comme valeur moyenne sur les Alpes et les Pyrénées (ces coefficients sont calculés à partir d'observations essentiellement durant la période 1985-2005). Ces coefficients sont maintenus identiques tout au long de l'année, ce qui peut introduire une incertitude. Nous reviendrons sur l'utilité de ces coefficients dans la section 5.4.4.

Le tableau 5.1 décrit les propriétés statistiques de l'accumulation hivernale mesurée et celle simulée par SAFRAN-CROCUS en prenant en compte ces coefficients correcteurs ainsi que la correction du rayonnement grandes longueurs d'onde descendant.

TABLE 5.1: **Comparaison entre l'accumulation hivernale mesurée et simulée.** μ_{balise} représente la valeur moyenne de l'accumulation hivernale mesurée à l'aide des balises ainsi et std_{balise} l'écart-type. m est le biais entre la simulation et la mesure et $rmse$ l'erreur quadratique moyenne. Toutes ces grandeurs sont exprimées en **m w.e.** n représente le nombre de balises utilisées. Les choix des années est explicité dans la section 5.3.

	$\mu_{balise} (std_{balise})$	m	$rmse$	n
2000-2001	2.37 (0.25)	-0.05	0.23	8
2002-2003	1.66 (0.36)	-0.05	0.35	17
2005-2006	1.54 (0.18)	-0.23	0.27	28
2007-2008	1.40 (0.23)	-0.05	0.18	40
2008-2009	0.99 (0.17)	0.10	0.17	39
total		-0.02	0.20	132

Au regard du tableau 5.1, on observe que ces coefficients multiplicateurs permettent une bonne représen-

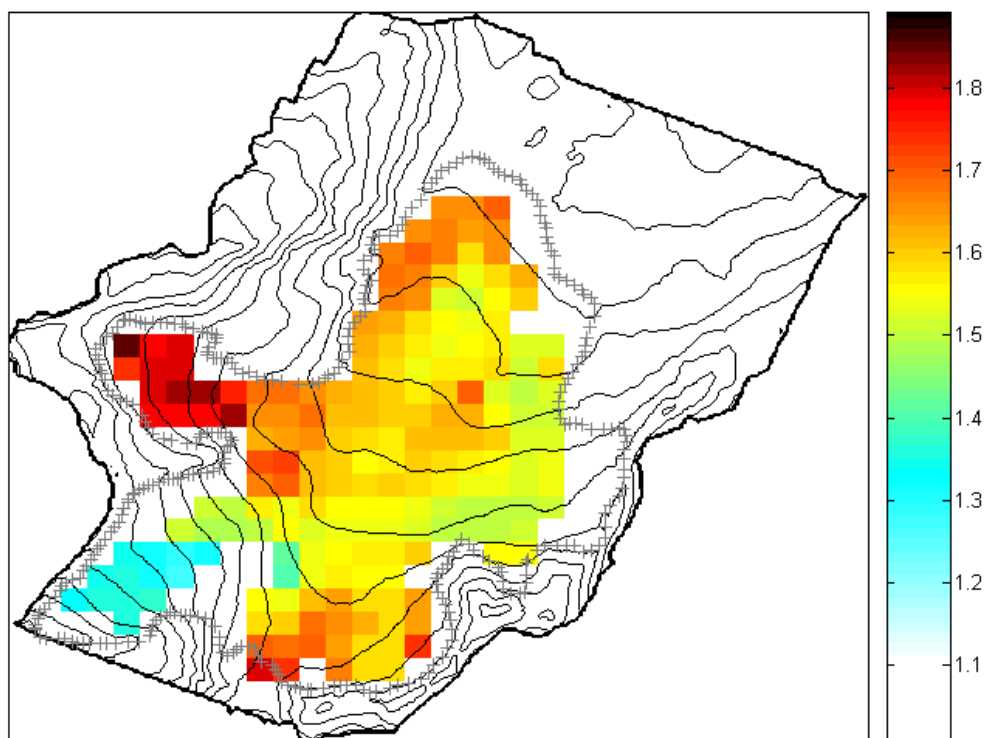


FIGURE 5.1: Carte des coefficients correctifs pour les précipitations utilisés dans cette étude. Le contour du glacier en 2003 est représenté par les croix grises.

tation de l'accumulation hivernale et de sa variabilité temporelle et spatiale. Le biais n'est pas significatif et les erreurs quadratiques moyennes sont proches de l'incertitude sur la mesure.

Ces coefficients permettent de tenir compte de certains effets petite échelle non traités par SAFRAN :

- le biais orographique de SAFRAN à l'échelle des massifs (Gottardi, 2009) et les effets de la topographie locale sur la répartition des précipitations solides sur le glacier (Fig. 5.1, Gerbaux *et al.*, 2005),
- le biais des observations de précipitations solides dû au vent et intégrées dans les sorties de SAFRAN (Gottardi, 2009).

Nous devons ajouter à cela que les coefficients multiplicateurs des précipitations intègrent également une correction des biais éventuels des autres forçages météorologiques ou du modèle de neige lui-même puisqu'ils sont calculés de manière à minimiser l'erreur entre l'accumulation hivernale mesurée (nette et qui peut donc prendre en compte des phénomènes de fonte durant l'hiver) et simulée.

Cette correction est appliquée brutalement sur les précipitations quelles que soient leurs phases. La correction devrait être logiquement plus faible sur les précipitations liquides (pour lesquelles les observations sont moins biaisées). Nous ne prenons pas ici en compte cette décroissance du facteur de correction, d'une part parce que nous n'avons pas d'observations pour vérifier la validité de la correction et d'autre part, parce que l'apport énergétique de la pluie au bilan d'énergie du glacier est un terme négligeable devant les autres termes du bilan énergétique (e.g., Hock, 2005). L'apport énergétique va, en effet, être de l'ordre de quelques $W\ m^{-2}$. Les précipitations liquides ont, par contre, un effet non négligeable sur le métamorphisme

du manteau puisqu'elles augmentent la teneur en eau liquide de la neige et modifient l'albédo.

5.2 Méthode d'assimilation variationnelle, 1D-Var

Les méthodes d'assimilation variationnelle sont, aujourd'hui, utilisées de manière opérationnelle pour de nombreuses applications, entre autres, pour les modèles de prévisions météorologiques (Courtier *et al.*, 1998). Elles permettent d'intégrer des observations dans les simulations d'un modèle et de relier de manière non linéaire des observations et des variables modèles non identiques. De manière générale, l'assimilation variationnelle permet d'intégrer des observations de manière cohérente avec le formalisme du modèle. Cette méthode peut se résumer à la recherche d'une solution qui minimise à la fois une distance aux observations et à la solution initiale proposée par le modèle, nommée ébauche. Le schéma d'assimilation utilisé dans la suite de ce chapitre est un schéma 1D-Var (Bouttier & Courtier, 1999) et il est décrit dans le paragraphe qui suit. L'annexe E fournit quelques précisions supplémentaires sur les méthodes d'assimilation de données.

5.2.1 Formalisation

Définitions

Soit \mathcal{B} l'espace des variables modèles (les variables de grains dans notre cas) et \mathcal{O} l'espace des observables (albédo dans notre cas).

Soit $\mathbf{x} = (x_1, x_2, x_3)$ le vecteur d'état des grains de la couche de surface (sortie de CROCUS, Sec. 5.1), soit $\mathbf{y} = (A_1, A_2, A_3)$, le vecteur contenant les trois bandes spectrales d'albédo telles que définies dans la section 5.1.

Opérateur d'observation

Soit \mathcal{H} , l'opérateur d'observation, tel que $\mathbf{y} = \mathcal{H}[\mathbf{x}]$. Cet opérateur génère la meilleure valeur \mathbf{y} d'albédo possible pour un état de grains donné.

L'opérateur d'observation linéarisé ou linéaire tangent en \mathbf{x}_0 , H , est défini par :

$$\mathcal{H}[\mathbf{x}] = \mathcal{H}[\mathbf{x}_0] + H(\mathbf{x} - \mathbf{x}_0) + o(\|\mathbf{x} - \mathbf{x}_0\|_{\mathcal{O}}) \quad (5.2)$$

En conséquence vérifier que H est le bon opérateur linéaire tangent \mathcal{H} revient à dire :

$$\forall \mathbf{x}, d\mathbf{x}, \quad \lim_{\epsilon \rightarrow 0} \left| 1 - \frac{\mathcal{H}[\mathbf{x} + \epsilon d\mathbf{x}] - \mathcal{H}[\mathbf{x}]}{H(\epsilon d\mathbf{x})} \right| = 0 \quad (5.3)$$

Ce test est nommé test du gradient.

L'opérateur d'observation adjoint, H^\times est défini par l'égalité suivante des produits scalaires.

$$\forall \mathbf{x}, \mathbf{y}, \quad \langle H^\times \mathbf{y}, \mathbf{x} \rangle_{\mathcal{B}} = \langle \mathbf{y}, H\mathbf{x} \rangle_{\mathcal{O}} \quad (5.4)$$

Erreurs et covariances d'erreur

Soit ε un vecteur d'erreur, de valeur moyenne $\bar{\varepsilon}$, alors $\mathbf{E} = \overline{(\varepsilon - \bar{\varepsilon})(\varepsilon - \bar{\varepsilon})^T}$ est la matrice de covariance d'erreur.

Dans la suite, \mathbf{x}_b est le vecteur d'ébauche, information donnée comme *a priori* par le modèle (avant assimilation). \mathbf{x}_t est le vecteur qui représente la réalité à la même échelle que le modèle, \mathbf{y} est le vecteur d'observation et \mathbf{x}_a est le vecteur d'analyse (i.e. prédit par le modèle après assimilation).

- $\varepsilon_b = \mathbf{x}_b - \mathbf{x}_t$ est l'erreur d'ébauche de covariance \mathbf{B} ;
- $\varepsilon_0 = \mathbf{y} - \mathcal{H}[\mathbf{x}_t]$ est l'erreur d'observation de covariance \mathbf{R} . ε_0 et \mathbf{R} contiennent les erreurs dues au processus d'observation, à la formalisation de \mathcal{H} et à sa discrétisation qui empêchent $\mathcal{H}[\mathbf{x}_t]$ d'être l'état réel et les différences entre échelles de mesure et de modélisation.
- $\varepsilon_a = \mathbf{x}_a - \mathbf{x}_t$ est l'erreur d'analyse de covariance \mathbf{A} . ε_a et \mathbf{A} doivent être donc minimales.

Optimisation

L'utilisation d'une méthode d'assimilation variationnelle (Bouttier & Courtier, 1999) suppose la définition d'une fonction de coût J dans l'espace modèle. Le vecteur d'analyse, \mathbf{x}_a , est alors défini comme le vecteur qui minimise la fonction coût.

$$\mathbf{x}_a \text{ tel que } J(\mathbf{x}_a) = \min_{\mathbf{x} \in \mathcal{B}}(J(\mathbf{x})); \quad J(\mathbf{x}) = J_o(\mathbf{x}) + J_b(\mathbf{x}) + J_c(\mathbf{x}) \quad (5.5)$$

$J_b(\mathbf{x}) = \|\mathbf{x} - \mathbf{x}_b\|_{\mathcal{B}}^2$ est le terme de distance à l'ébauche, $J_o(\mathbf{x}) = \|\mathbf{y} - \mathcal{H}[\mathbf{x}]\|_{\mathcal{O}}^2$ le terme de distance aux observations et $J_c(\mathbf{x})$ un terme de contrainte qui permet d'éviter que \mathbf{x}_a sorte de son domaine de définition.

Grâce à l'équation 5.5, on est à même de calculer ∇J , et $\nabla^2 J$:

$$\nabla J(\mathbf{x}) = 2\mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) + 2H^\times \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y} - \mathcal{H}[\mathbf{x}]) + \nabla J_c(\mathbf{x}) \quad (5.6)$$

$$\nabla^2 J(\mathbf{x}) = 2\mathbf{B}^{-1} + 2H^\times \mathbf{R}^{-1}H + \nabla^2 J_c(\mathbf{x}) \quad (5.7)$$

Afin d'estimer \mathbf{x}_a , on utilise un algorithme classique de descente de gradient.

$$\mathbf{x}_a = \lim_{n \rightarrow \infty} \mathbf{x}^n, \quad \mathbf{x}^{n+1} = \mathbf{x}^n + (\nabla^2 J(\mathbf{x}^n))^{-1} \nabla J(\mathbf{x}^n) \quad (5.8)$$

On citera pour mémoire qu'il existe un lien direct entre la matrice de covariance des erreurs d'analyse \mathbf{A} et la hessienne de J (eq. 5.7) (Bouttier & Courtier, 1999)

$$\mathbf{A} = \left(\frac{1}{2} \nabla^2 J(\mathbf{x})\right)^{-1} \quad (5.9)$$

ce qui donne accès aux erreurs d'analyse et sera utilisé dans la section 5.2.3 pour l'évaluation des résultats au Col de Porte.

5.2.2 Application à CROCUS

La méthode exposée ci-dessus est appliquée à CROCUS pour l'assimilation des observations d'albédo.

Construction de l'opérateur d'observation

Dans notre cas, l'opérateur d'observation \mathcal{H} relie donc les variables de grains (dendricité, sphéricité et taille) aux trois bandes spectrales d'albédo. Cet opérateur est construit à partir des routines originales de CROCUS.

CROCUS est un modèle qui utilise un grand nombre de seuils ce qui a des conséquences sur la dérivabilité de certains opérateurs. En conséquence, afin de pouvoir construire un opérateur d'observation linéaire tangent, il est nécessaire d'implémenter, tout d'abord, une version \mathcal{C}^∞ (infiniment dérivable) des fonctions qui lient les variables de grains à l'albédo. Cette implémentation est faite en remplaçant les seuils par des raccords \mathcal{C}^∞ (tangente hyperbolique dans notre cas). Un exemple de ces modifications est donné ci-dessus. Supposons que l'on trouve dans les routines originale de CROCUS la fonction ci-dessous.

```

function m=toto(a,b)

(A) n=max(a,b)

(B) m=a*n^2

end

```

Le bloc (A) n'est dérivable que par morceaux. Enfin de le rendre continument dérivable, on le remplace par le bloc (A').

$$(A') \quad n = \frac{1}{2}(1 + \tanh(K(a-b)))a + \frac{1}{2}(1 - \tanh(K(a-b)))b$$

où K est pris assez grand en fonction des domaines de variations de a et b.

Dans le cas de notre opérateur d'observation, les différences calculées entre la version originale de \mathcal{H} et sa version de classe \mathcal{C}^∞ sont inférieures à 10^{-6} en valeur d'albédo et ne sont donc pas significatives. On appliquera, dans la suite, la version \mathcal{C}^∞ de \mathcal{H} .

La dérivation directe du code produit l'opérateur linéaire tangent. En continuant avec l'exemple précédent, l'opérateur linéaire tangent s'écrit

```

function dm=dtoto(a,b,da,db)

(dA) dn = [\frac{1}{2}(1 + \tanh(K(a-b))) + \frac{Ka}{2\cosh^2(K(a-b))}]da + [\frac{1}{2}(1 - \tanh(K(a-b))) + \frac{Kb}{2\cosh^2(K(a-b))}]db

(dB) dm = 2andn + n^2da

end

```

Le test du gradient (vérification de la formule de Taylor, Eq. 5.3) pour cet opérateur est fourni sur la figure 5.2a). Pour l'exemple, on vérifiera donc que

$$\forall a, b, da, db, \quad \lim_{\epsilon \rightarrow 0} \frac{\text{toto}(a+\epsilon da, b+\epsilon db) - \text{toto}(a, b)}{d\text{toto}(a, b, \epsilon da, \epsilon db)} = 1$$

De même, à partir de ce linéaire tangent on peut implémenter l'opérateur adjoint. Toujours en suivant le même exemple,

```

function (a^x, b^x)=adjtoto(a,b,m^x)

(A') n = \frac{1}{2}(1 + \tanh(K(a-b)))a + \frac{1}{2}(1 - \tanh(K(a-b)))b
      n^x = a^x = b^x = 0

(B^x) n^x = n^x + 2anm^x
      a^x = a^x + n^2m^x

(A^x) \alpha = [\frac{1}{2}(1 + \tanh(K(a-b))) + \frac{Ka}{2\cosh^2(K(a-b))}]
      \beta = [\frac{1}{2}(1 - \tanh(K(a-b))) + \frac{Kb}{2\cosh^2(K(a-b))}]
      b^x = b^x + \beta n^x
      a^x = a^x + \alpha n^x

end

```

La vérification de l'égalité des produits scalaires (Eq. 5.4) est également proposée sur la figure 5.2b) pour notre opérateur d'observation. Dans l'exemple, on vérifie

$$\forall a, b, da, db, m^x, \quad \text{adjtoto}(a, b, m^x) \bullet (a, b) = d\text{toto}(a, b, da, db) m^x$$

Ces vérifications sont effectuées en faisant varier \mathbf{x} sur tous les états initiaux possibles et $d\mathbf{x}$ dans toutes les directions possibles (augmentation/diminution de la taille, sphéricité au dendriticité).

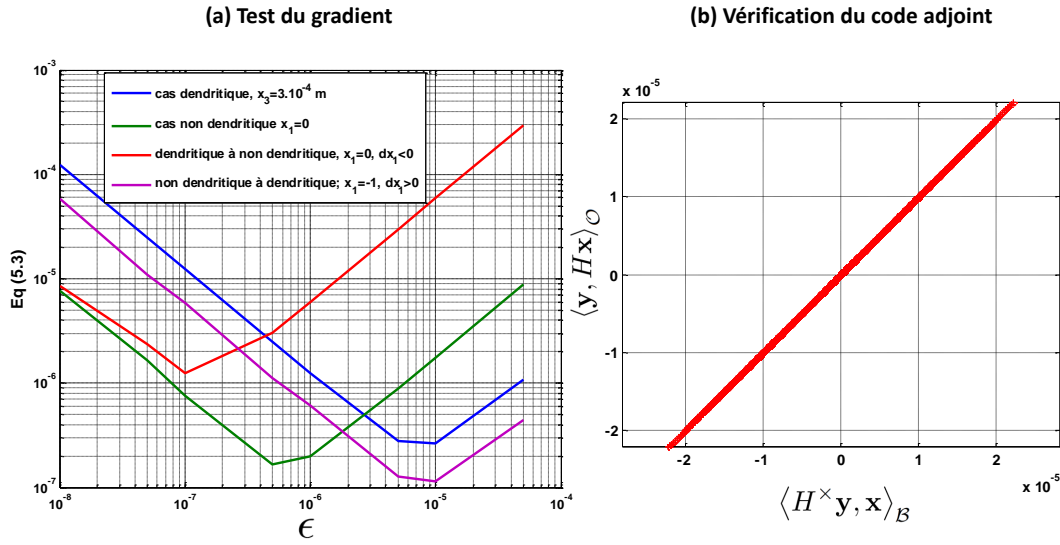


FIGURE 5.2: **Vérification des codes linéaire tangent et adjoint.** (a) Test du gradient. Ce graphique représente, dans le cas de notre opérateur d'observation, la valeur du membre de gauche de l'équation 5.3 en fonction de la norme ϵ des perturbations pour l'ensemble des cas et des directions de perturbations possibles. La présence d'un minimum indique la validité de notre opérateur linéaire tangent, on atteint ensuite les limites de la précision numérique du code. (b) Vérification du code adjoint. Ce graphique représente la valeur du membre de droite de l'équation 5.4 en fonction du membre de gauche de cette même équation. L'ensemble des points présents sur ce graphique représente l'ensemble des états et des perturbations possibles dans notre cas.

Optimisation

Afin de trouver le vecteur optimal pour les variables de grains, \mathbf{x}_a , c'est-à-dire le vecteur qui minimise à la fois la distance aux observations d'albédo et celle à l'ébauche (variables de grains prédites par CROCUS)⁶, on minimise la fonction de coût $J(\mathbf{x})$ définie par l'équation 5.5.

A la formulation classique d'une fonction de coût, on ajoute, ici, une contrainte dite douce $J_c(\mathbf{x})$ (Equation 5.5).

$$J_c(\mathbf{x}) = \eta_1 J_1(x_1) + \eta_2 J_2(x_2) + \eta_3 J_3(x_3) \quad (5.10)$$

où $J_1(x_1) = \frac{1}{2}(\tanh(K_1(x_1 + 0.1)) + 1)x_1^2$ et $J_2(x_2) = \frac{1}{2}(\frac{x_2 - 50}{50})^8$ et $J_3(x_3) = \frac{1}{2}(\frac{x_3 - 0.00245}{0.00245})^8$. Ces fonctions sont choisies de manière à maintenir \mathbf{x} dans son domaine de définition, elles fonctionnent comme des puits de potentiel en rappelant \mathbf{x} dans son domaine de définition puisqu'elles attribuent un coût au fait de s'éloigner du domaine de définition.

Un algorithme itératif est mis en place afin d'estimer le vecteur optimal. La première descente de gradient est effectuée avec $\eta_i = 0, \forall i \in 1, 2, 3$, c'est-à-dire sans contrainte. Puis, si le vecteur trouvé n'appartient pas au domaine de définition, la valeur des coefficients η_i est augmentée graduellement. En d'autres termes, les contraintes deviennent de plus en plus fortes jusqu'à ce que le vecteur optimal calculé entre de nouveau dans son domaine de définition.

La nécessité de l'ajout de cette contrainte provient du fait que le lien, \mathcal{H} , entre les variables de grains qui ne contraint pas les variables à rester dans leur domaine de définition.

6. Les distances sont pondérées par les matrices de covariances d'erreurs.

Une fois le vecteur optimal \mathbf{x}_a estimé, les variables de grains de la couche de surface sont remplacées par les composantes de \mathbf{x}_a .

5.2.3 Test au Col de Porte

Afin d'évaluer la qualité de notre algorithme d'assimilation en s'affranchissant dans un premier temps des problèmes liés à la présence de glace, on teste, tout d'abord, l'algorithme sur un manteau neigeux saisonnier au Col de Porte (site test du CEN) où de nombreuses observations météorologiques et nivologiques sont disponibles (Brun *et al.*, 1989). Des profils hebdomadaires de manteau neigeux sont, en effet, effectués sur ce site. On possède ainsi des observations hebdomadaires des grains de surface.

Estimation des matrices de covariances d'erreur

Les variances d'erreurs d'ébauche (diagonale de la matrice \mathbf{B}) sont calculées à partir des différences entre les variables de grains observées au Col de Porte et les simulations données par CROCUS durant les hivers 2007-2008 et 2008-2009. Pour les termes non diagonaux, co-variances, des simulations CROCUS sont effectuées avec des données d'entrée SAFRAN perturbées de manière cohérente, i.e. les données SAFRAN sans assimilation d'observation météorologique. La comparaison entre les sorties de ces simulations et les sorties avec les variables non perturbées de SAFRAN permet une estimation des termes non-diagonaux de \mathbf{B} via les corrélations induites.

L'estimation de la matrice \mathbf{R} est faite à partir des résultats des méthodes décrites dans les Chapitres 3 et 4.

Expériences d'assimilation

Deux types d'expériences ont été menées, en un point, pour tester la performance du schéma d'assimilation.

- On utilise, d'une part, les sorties de CROCUS comme ébauche et les albédos calculés à partir des profils hebdomadaires du Col de Porte durant les hivers 2007-2008 et 2008-2009, comme observation.
- D'autre part, on utilise les sorties de CROCUS avec des entrées météorologiques perturbées de manière cohérente (en supprimant certaines des observations originellement assimilées par SAFRAN) comme ébauche et les albédos calculés avec les sorties de référence de CROCUS comme observation durant l'hiver 2007-2008.

Dans la suite de ce travail, $\text{CROCUS}_{\text{assim}}$ désigne le modèle CROCUS couplé au schéma d'assimilation.

Résultats

La figure 5.3 présente les trois composantes des grains durant l'hiver 2007-2008 pour CROCUS et $\text{CROCUS}_{\text{assim}}$. Les observations et analyses sont indiquées à chaque date où une assimilation est faite. Cette figure indique entre autres, que dans le cas d'une observation dendritique et d'une ébauche qui ne l'est pas (par exemple, si SAFRAN n'a pas vu une chute de neige), l'analyse redevient dendritique. Par contre, dans le cas contraire, d'une observation non dendritique et d'une ébauche qui le serait, l'analyse reste dendritique tout en se rapprochant du domaine non dendritique.

La covariance des erreurs d'analyse est aussi évaluée pour chaque assimilation en utilisant l'inverse de la hessienne de la fonction de coût (Eq. 5.7) (Bouttier & Courtier, 1999). Les variances des erreurs d'analyse

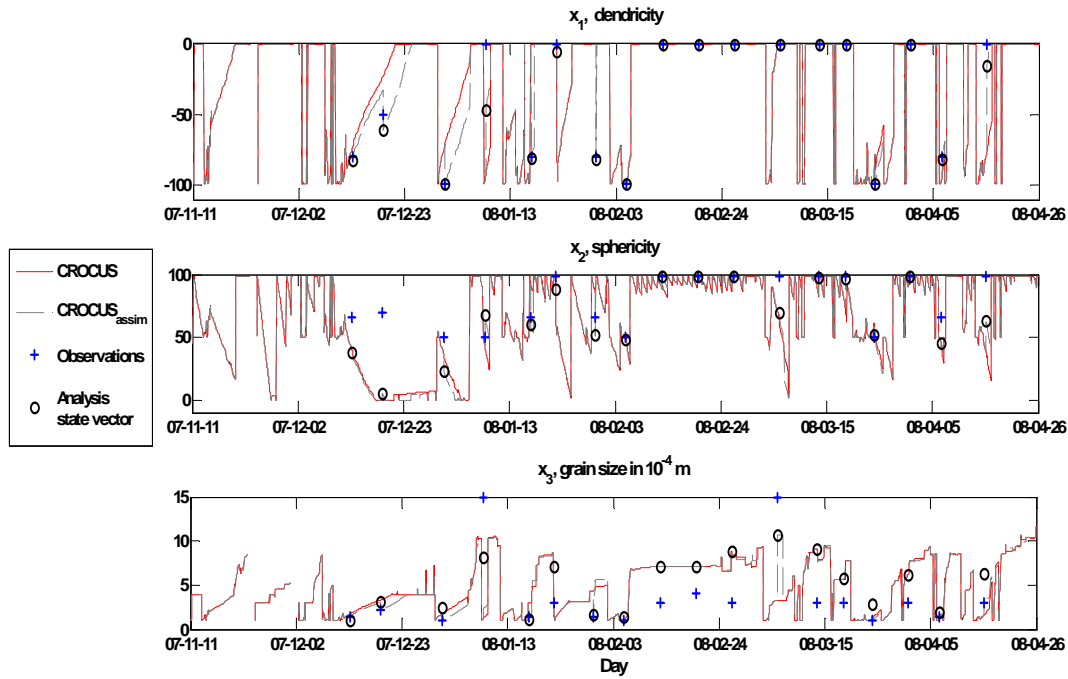


FIGURE 5.3: Evolution temporelle des trois variables de grains durant l'hiver 2007-2008 au Col de Porte. Les lignes continues sont les simulations de CROCUS, les lignes pointillées proviennent des simulations de CROCUS_{assim}. Les croix bleues sont les observations de la surface du manteau neigeux, les ronds noirs représentent les analyses.

sont systématiquement inférieures aux variances d'erreur d'ébauche ce qui démontre l'impact positif du schéma d'assimilation tel qu'il est implémenté ici.

A ce stade, on peut donc conclure que le schéma 1D-Var implémenté a un impact positif sur les simulations de CROCUS. De plus, CROCUS ne diverge pas et reste relativement stable après chaque assimilation. Ceci implique malheureusement que l'impact de l'assimilation n'est pas de longue durée. Ainsi, sur la figure 5.3 on calcule que le temps moyen après chaque assimilation pour que la trajectoire de CROCUS_{assim} rejoigne celle de CROCUS est de 4.5 jours (spin-up time). Une grande résolution temporelle pour les observations (observations à une fréquence plus élevée que 4.5 jours) est donc nécessaire pour perturber durablement CROCUS qui "oublie" progressivement les états passés.

5.3 Evaluation de SAFRAN-CROCUS pour le bilan de masse spatialisé

Dans cette partie, nous allons tester une version du modèle CROCUS spatialisée pour simuler le bilan de masse du glacier de Saint Sorlin. Les mesures utilisées pour estimer la précision du modèle sont les mesures de bilan de masse effectuées en différents endroits du glacier à l'aide des balises selon la méthode décrite dans le paragraphe 1.1.2. On rappelle que la précision de cette mesure est évaluée à ± 20 cm w.e. (Cogley & Adams, 1998).

D'une part, Lejeune (2009) a déjà évalué les performances de CROCUS avec des forçages météorologiques issus d'observations pour la simulation distribuée, i.e. par tranche d'altitude, du bilan de masse sur le glacier de Zongo. D'autre part, Gerbaux *et al.* (2005) a évalué la chaîne SAFRAN-CROCUS pour la simulation du bilan de masse sur le glacier de Saint Sorlin mais uniquement en terme d'altitude de ligne d'équilibre et de bilan de masse annuel spécifique.

Nous nous proposons ici d'évaluer un modèle spatialisé, c'est-à-dire en chaque point de mesure dont nous

disposons sur le glacier (Fig. 1.3). Les simulations évaluées dans ce chapitre sont sans assimilation de donnée d'albédo. Elles ont été menées afin d'isoler ensuite l'amélioration offerte par l'assimilation.

5.3.1 Années hydrologiques étudiées

Cinq années hydrologiques ont été choisies pour tester la méthode :

- 2007-2008 et 2008-2009, années pour lesquelles nous possédons des cartes d'albédo issues à la fois de photographies terrestres (Chapitre 3) et d'images MODIS (Chapitre 4) ;
- 2005-2006 car une station complète de mesure du bilan énergétique de surface avait été installée sur le glacier (Six *et al.*, 2008; Sicart *et al.*, 2008) ce qui nous permet, entre autres, de comparer les flux modélisés et ceux mesurés ;
- 2002-2003, année atypique pour la période 2000-2009 avec un bilan de masse spécifique (i.e. en moyenne sur le glacier) fortement négatif (Fig. 4.9a)) ;
- 2000-2001, année atypique pour la période 2000-2009 avec un bilan de masse spécifique positif (Fig. 4.9a)).

La figure 5.4 présente les valeurs moyennes sur deux périodes de 75 jours et les déviations standards (sur les moyennes journalières) pour les 5 années hydrologiques étudiées, des forçages météorologiques (SAFRAN) utilisés. Pour cette étude, nous avons séparé la période d'ablation en deux parties : du 15 avril au 30 juin et du 1er juillet au 15 septembre. La première période correspond globalement à la fonte du manteau neigeux hivernal sur la zone l'ablation, tandis que durant la seconde période, la majeure partie du glacier est souvent en glace. Nous ferons référence à cette figure afin d'analyser les résultats obtenus par la suite.

5.3.2 Modifications apportées au code initial

CROCUS a été développé initialement pour une utilisation sur un manteau neigeux saisonnier. Afin d'adapter son utilisation au glacier, nous suivons les modifications décrites dans Gerbaux *et al.* (2005); Lejeune (2009) et nous introduisons une modification à la paramétrisation de l'albédo.

- la glace est introduite dans le code comme un type de neige avec une densité de 0.917 ;
- le flux basal est réduit à 0 W m^{-2} ;
- les flux turbulents sur la glace sont calculés avec une longueur de rugosité, z_0 , de 6 mm et ceux sur la neige avec $z_0 = 3 \text{ mm}$ (cf paragraphe 5.1.1).
- pour la paramétrisation de l'albédo, on introduit une correction en cas de manteau neigeux peu épais (cf paragraphe 5.1.1). De plus, on diminue la borne minimale de la première bande de l'albédo à 0.6 (initialement à 0.7) afin de pouvoir prendre en compte la neige sale et le névé (Fig. 1.8b)). On trouve, en effet, dans Paterson (1994) (p. 59) des valeurs mesurées d'albédo du névé allant de 0.43 à 0.69 pour l'ensemble du spectre solaire. Cette modification a une implication non nulle sur les résultats des simulations en terme d'équivalent en eau (de l'ordre de -0.1 m w.e. sur le bilan de masse annuel pour l'année 2005-2006 par exemple). Par comparaison aux valeurs mesurées sur le glacier (fig. 5.5), elle permet une meilleure représentation de l'albédo au cours de l'été. Elle permet également l'extension du domaine d'assimilation des données d'albédo sur la neige.
- l'albédo de la glace est pris successivement à $[0.35, 0.23, 0.08]$ puis $[0.23, 0.16, 0.05]$ (Gerbaux *et al.*, 2005) afin de tester l'influence de ce paramètre. La valeur la plus haute est représentative de la glace en haut

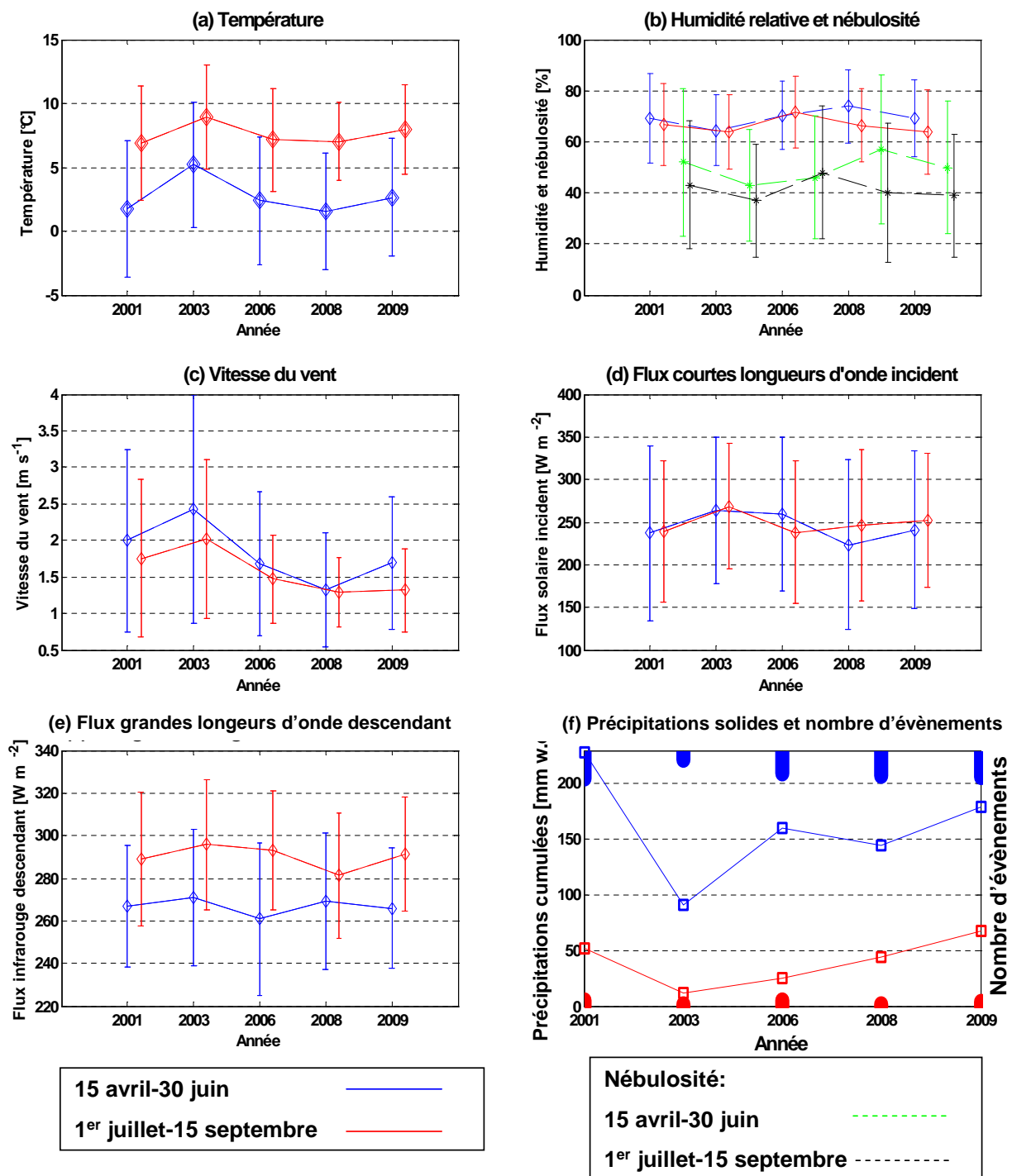


FIGURE 5.4: Evolution des champs de forçages météorologiques moyens. Ces graphiques représentent les valeurs moyennes et les déviations standard (sur les moyennes journalières) des données SAFRAN utilisées dans cette étude, pour les cinq années hydrologiques. Les deux périodes représentées correspondent au début de la saison d'ablation (15 avril au 30 juin) et au coeur de celle-ci (1er juillet au 15 septembre). La zone utilisée ici correspond au bas du glacier (2700 m a.s.l et plat) (a) Température [°C], (b) humidité relative et nébulosité [%], (c) vitesse du vent [m s^{-1}], (d) rayonnement courtes longueurs d'onde incident [W m^{-2}] (e) rayonnement grandes longueurs d'onde descendant et (f) précipitations solides cumulées [mm w.e.] et nombres d'évènements de précipitations solides au cours de la période.

de la zone d'ablation au début de la saison tandis que la valeur la plus basse correspond aux valeurs mesurées pour la glace sale au centre de la saison d'ablation.

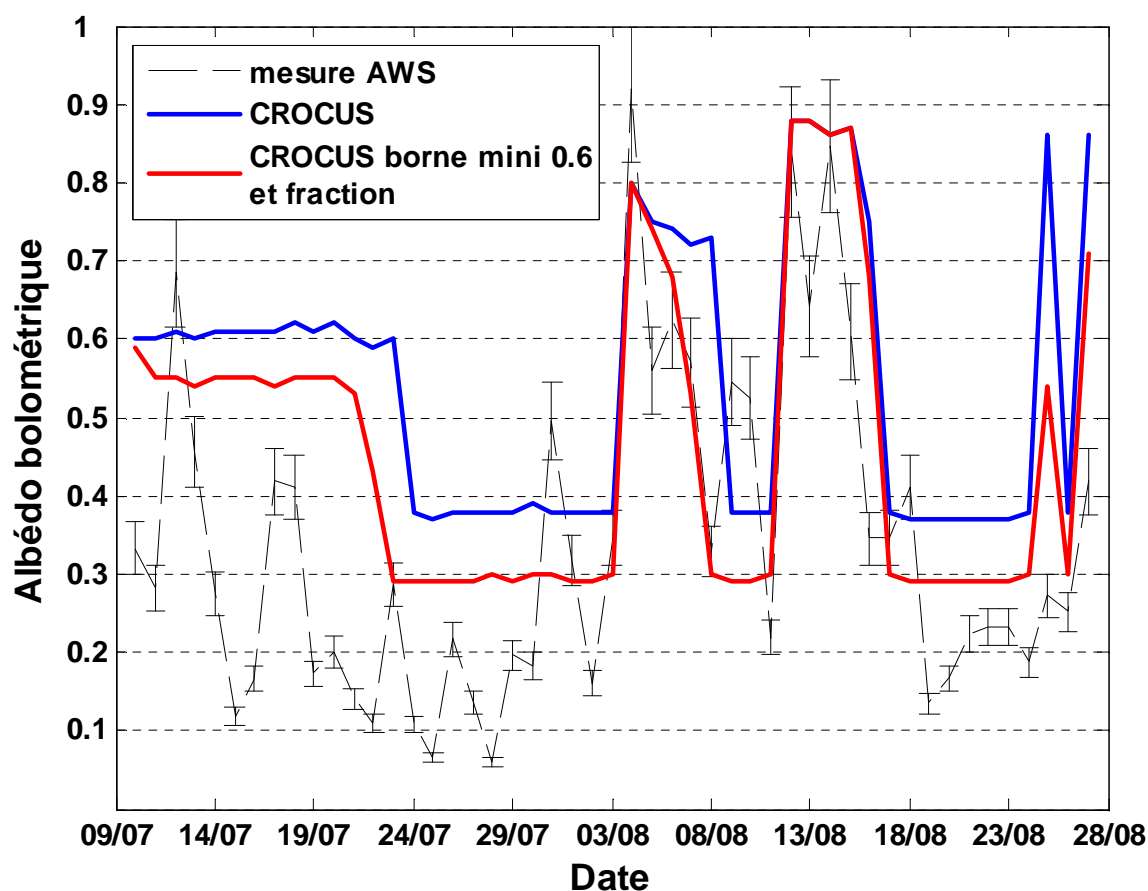


FIGURE 5.5: Albédo mesuré et simulé à 12h00 en zone d'ablation du glacier de Saint Sorlin pour l'été 2006. Evolution temporelle de l'albédo mesuré (en noir et tireté) et simulé pour deux configurations différentes. La courbe bleue représente le résultat des simulations avec les paramètres de CROCUS originaux. La courbe rouge représente l'albédo simulé dans le cas où la borne minimale de l'albédo première bande est fixée à 0.6, où on utilise la fraction pour le calcul de l'albédo en fonction de l'épaisseur du manteau et où l'albédo de la glace est pris pour exemple à [0.35, 0.23, 0.08]. Les mesures d'albédo sont réalisées dans la zone d'ablation du glacier au cours de l'été 2006 (Six *et al.*, 2008). La tâche au sol de la mesure est de 300 m².

La figure 5.5 confirme la diminution de l'albédo due aux modifications précédentes en un point situé au centre de la zone d'ablation. Cette modification a, pour conséquence, dans ce cas, de diminuer plus rapidement l'épaisseur de neige si celle-ci est suffisamment vieille. Le passage à la glace (autour du 24/07) a lieu, en effet, deux jours plus tôt dans le cas de l'utilisation de l'albédo modifié. On remarque, de plus, sur la figure 5.5 que la valeur de l'albédo glace proposée par Gerbaux *et al.* (2005), semble être représentative de la valeur moyenne de l'albédo de la glace mesurée en ce point pour la période du 18 au 25 août.

Les simulations (avec ou sans assimilation d'albédo) sont initialisées avec un manteau constitué de 15 m de glace. Une couche de 50 cm de névé est ajoutée à la surface de la glace pour les points qui sont situés en zone d'accumulation au début de l'année hydrologique. La séparation entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation est effectuée à l'aide des images MODIS (Chapitre 4) correspondant au début de l'année hydrologique étudiée (01/09). Cette méthode laisse deux incertitudes. La première est l'épaisseur du névé en zone d'accumulation. Celle-ci dépend, en effet, de l'historique des années précédentes. La deuxième in-

certitude est due à la résolution des images MODIS (250 m) par rapport à la grille utilisée (100 m). Cette initialisation est importante vis à vis du résultat en terme de bilan de masse annuel. En effet, lorsque le manteau accumulé pendant l'hiver a totalement fondu, la fonte va être différente si la surface alors découverte est en glace ou en neige et ce dernier point dépend de l'historique des années précédentes.

5.3.3 Evaluation du bilan énergétique de surface en un point

Dans cette section, nous allons évaluer les simulations issues de SAFRAN-CROCUS en terme de bilan énergétique de surface. Cette simulation est effectuée sans assimilation des données d'albédo. Les paramètres utilisés sont $z_{0,glace} = 6$ mm, $z_{0,neige} = 3$ mm et $A_{ice} = [0.35, 0.23, 0.08]$. Le rayonnement grandes longueurs d'onde descendant et les précipitations sont corrigés comme indiqué dans la section 5.1.2.

Nous comparons ici les valeurs des différents termes du bilan énergétique de surface (eq. 1.2) en un point situé au centre de la zone d'ablation du glacier et durant 50 jours de l'été 2006 pendant lesquelles une station complète de mesure du bilan d'énergie de surface a été installée sur le glacier (Six *et al.*, 2008). Nous avons conscience que cette comparaison a une valeur indicative puisqu'elle est ponctuelle et de courte durée. Elle ne peut être considérée comme représentative de ce qu'il se passe tout au long de la saison d'ablation et pour différentes années. De plus, on compare ici une mesure ponctuelle à une maille de 100×100 m². Cela pose un problème d'échelle. La surface du glacier est heureusement relativement homogène, plate et dégagée autour du point de mesure.

Au vu de la figure 5.6 et du tableau 5.2, on peut tirer différentes conclusions quant à la modélisation du bilan énergétique de surface :

- Le bilan courtes longueurs d'onde, SW , présente une erreur absolue importante qui explique la majorité de l'erreur sur le bilan d'énergie total et une grande part de la variabilité de cette erreur sur l'ensemble de la période de mesure (tab. 5.2). SW est en effet responsable de la majorité des écarts en terme de bilan de surface jusqu'à l'évènement (1)(27/07) (fig 5.6e)) et d'une grosse partie de l'erreur pour l'évènement (2)(09/08). Cet écart entre la simulation et la mesure est majoritairement dû à l'écart entre l'albédo simulé et l'albédo mesuré (fig. 5.5).
- Le bilan grandes longueurs d'onde, LW , ne présente pas de biais important et ceci, entre autres, grâce à la correction effectuée (paragraphe 5.1.2). La variabilité de l'erreur est cependant élevée (tab. 5.2). Il est responsable d'une partie non négligeable de l'erreur sur le bilan de surface lors de l'évènement (2).
- La simulation des flux turbulents, H et LE , montre de fortes différences avec les mesures. Durant cette période, H est positif en moyenne journalière car $T_{air} > T_{surface}$ ($T_{surface} = 0^\circ\text{C}$ si fusion). LE est parfois négatif. Cependant, l'erreur commise sur la somme des deux flux n'est pas négligeable (fig. 5.6d)). L'évènement (3) (20/08) est quasiment absent de la simulation et produit une erreur importante sur le bilan de surface ($\approx 50 \text{ W m}^{-2}$). Pour les flux simulés comme pour les flux mesurés, $H + LE$ est positif en moyenne sur la période est constitue donc une source d'énergie pour la fonte.

La mauvaise représentation des flux turbulents peut être imputée à trois facteurs différents :

- D'une part, la paramétrisation utilisée dans CROCUS peut présenter des faiblesses et les longueurs de rugosité choisies ne sont peut être pas représentatives des surfaces d'ablation à ce moment particulier de l'été où la rugosité est très forte (présence de bédrières, alternance neige/glace). Les gradients d'humidité spécifique peuvent également présenter des erreurs.
- D'autre part, il faut souligner que le vent utilisé pour le calcul des flux turbulents provient de SAFRAN

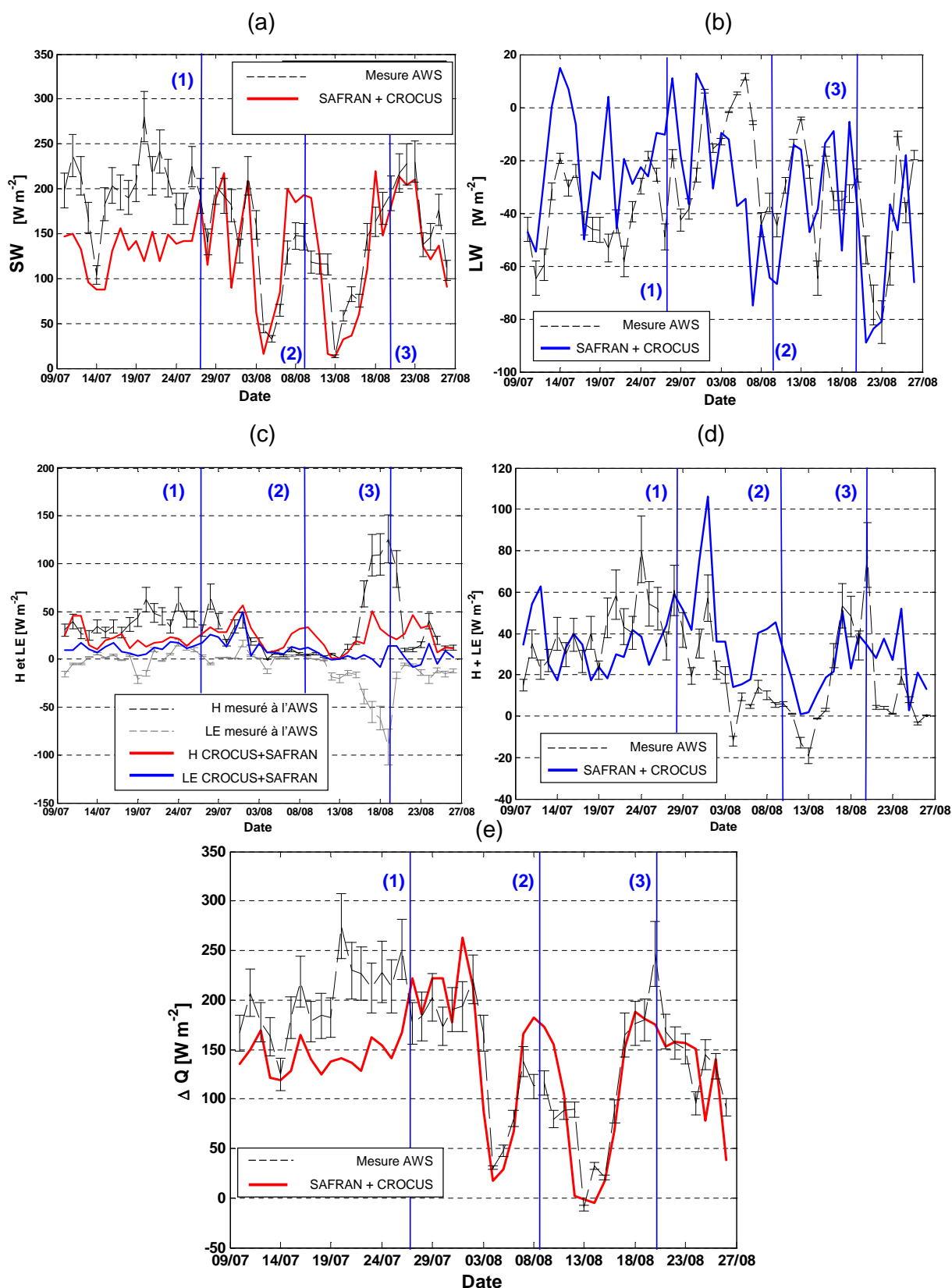


FIGURE 5.6: **Flux simulés et mesurés.** Cette figure présente une comparaison entre les flux impliqués dans le bilan énergétique de surface (en moyenne journalière) simulés par SAFRAN-CROCUS et mesurés sur le glacier. Les grandeurs sont en W m^{-2} et les incertitudes de mesures sont indiquées par les barres d'erreur. Elles sont estimées à $\pm 10\%$ pour le bilan radiatif et $\pm 20\%$ pour les flux turbulents. (a) Bilan radiatif net courtes longueurs d'onde ; (b) bilan radiatif net grandes longueurs d'onde ; (c) flux turbulents (H, flux de chaleur sensible et LE, flux de chaleur latente) ; (d) somme des deux flux turbulents (e) somme des flux atmosphériques. Les valeurs numériques en rapport à ces graphiques sont indiquées dans le tableau 5.2.

à une hauteur par rapport au sol mal contrainte. Les phénomènes locaux dus à la présence du glacier (vent catabatique) ne sont donc pas pris en compte dans cette représentation. L'annexe D montre que la représentation du vent est biaisée par rapport aux mesures effectuées sur la moraine et que la corrélation entre les valeurs SAFRAN et celles de la moraine n'est pas très élevée ($r^2 = 0.38$ en été pour les moyennes journalières, annexe D). Ceci pourrait expliquer une partie de l'erreur commise sur les flux turbulents. Une manière simple de la corriger serait donc d'utiliser les valeurs mesurées à la station pour le champ de vent. La station est malheureusement située sur une crête, le vent mesuré est systématiquement plus fort que celui sur le glacier. L'utilisation de ces données impliquerait, de plus, l'implémentation d'un schéma de spatialisation du vent sur le glacier. Les tests ont montré que l'erreur introduite par l'utilisation des données de l'AWS est plus forte que celle obtenue en utilisant le champ de vent de SAFRAN.

- Enfin, les incertitudes sur les flux mesurés (grossièrement estimées à $\pm 20\%$) restent élevées.

En résumé, l'erreur absolue la plus importante durant cette période est due au bilan courtes longueurs d'onde et en particulier à l'albédo. Corriger cette erreur en assimilant des observations d'albédo comme il est proposé dans la section 5.4, ne permettra pas d'obtenir une représentation parfaite du bilan d'énergie de surface puisque l'erreur commise sur le bilan courtes longueurs d'onde est en partie, parfois déjà compensée par les erreurs commises sur les autres flux, en particulier sur les flux turbulents. Il faut cependant noter que la simulation du bilan d'énergie est bonne en dehors des événements cités ci-dessus.

TABLE 5.2: Comparaison entre les flux impliqués dans le bilan de surface mesurés et simulés en zone d'ablation du glacier de Saint Sorlin au cours de l'été 2006. μ_{AWS} représente la moyenne de la mesure et std_{AWS} l'écart type durant les 50 jours consécutifs de mesure. m est le biais entre la simulation et le modèle et std l'écart type de la différence. Toutes les valeurs sont en Wm^{-2} . Les incertitudes sur les flux mesurés sont données sur la figure 5.6.

Flux	μ_{AWS}	std_{AWS}	m	std
SW	161.5	59.3	-30.0	49.4
LW	-32.9	21.0	2.9	27.5
H	33.0	29.14	-10.0	28.3
LE	-7.9	19.7	17.5	18.4
ΔQ	154	64.8	-20.0	48.41

5.3.4 Estimation du bilan de masse spatialisé sans assimilation d'albédo

Gerbaux *et al.* (2005) présentent une comparaison entre les bilans de masse annuels simulés et mesurés en un point du glacier sur 10 ans. Cette étude montre qu'il n'y a pas de biais sur la simulation du bilan de masse estival en ce point. L'erreur quadratique moyenne est, par contre, très loin d'être négligeable. On remarque, par exemple figure 3, Gerbaux *et al.* (2005), une surestimation de l'ablation de plus de 1 m w.e. pour l'été 2003.

Le tableau 5.3 et la figure 5.7 présentent les résultats que nous avons obtenus en terme de bilan de masse annuel pour les 5 années hydrologiques de notre étude avec les modifications et les valeurs de paramètres explicitées dans les sections précédentes. L'albédo de la glace est arbitrairement pris à $[0.35, 0.23, 0.08]$ pour

la première configuration et à $[0.23, 0.16, 0.05]$ pour la deuxième configuration (Gerbaux *et al.*, 2005). Ces deux simulations ont été menées afin de comprendre l'influence de A_{ice} sur le bilan de masse simulé.

TABLE 5.3: **Comparaison entre le bilan de masse annuel mesuré et simulé sans assimilation de données d'albédo.** μ_{balise} représente la valeur moyenne du bilan de masse annuel mesuré à l'aide des balises ainsi que son écart type (std_{balise}). m est le biais entre la simulation et la mesure et $rmse$ l'erreur quadratique moyenne. Toutes ces grandeurs sont exprimées en **m w.e.** n représente le nombre de balises utilisées. Dans la configuration 1, on utilise $A_{ice} = [0.35, 0.23, 0.08]$ et dans la configuration 2 $A_{ice} = [0.23, 0.16, 0.05]$ (section 5.3.2).

	$\mu_{balise} (std_{balise})$	m_1	$rmse_1$	m_2	$rmse_2$	n
2000-2001	0.05 (0.82)	0.26	0.49	0.26	0.48	20
2002-2003	-3.37 (0.69)	-0.00	0.40	-0.42	0.68	19
2005-2006	-1.87 (0.92)	0.38	0.58	0.16	0.46	36
2007-2008	-2.23 (0.71)	1.39	1.20	1.25	1.14	33
2008-2009	-3.53 (0.68)	1.02	1.12	0.70	0.83	35
total		0.72	0.97	0.53	0.81	143

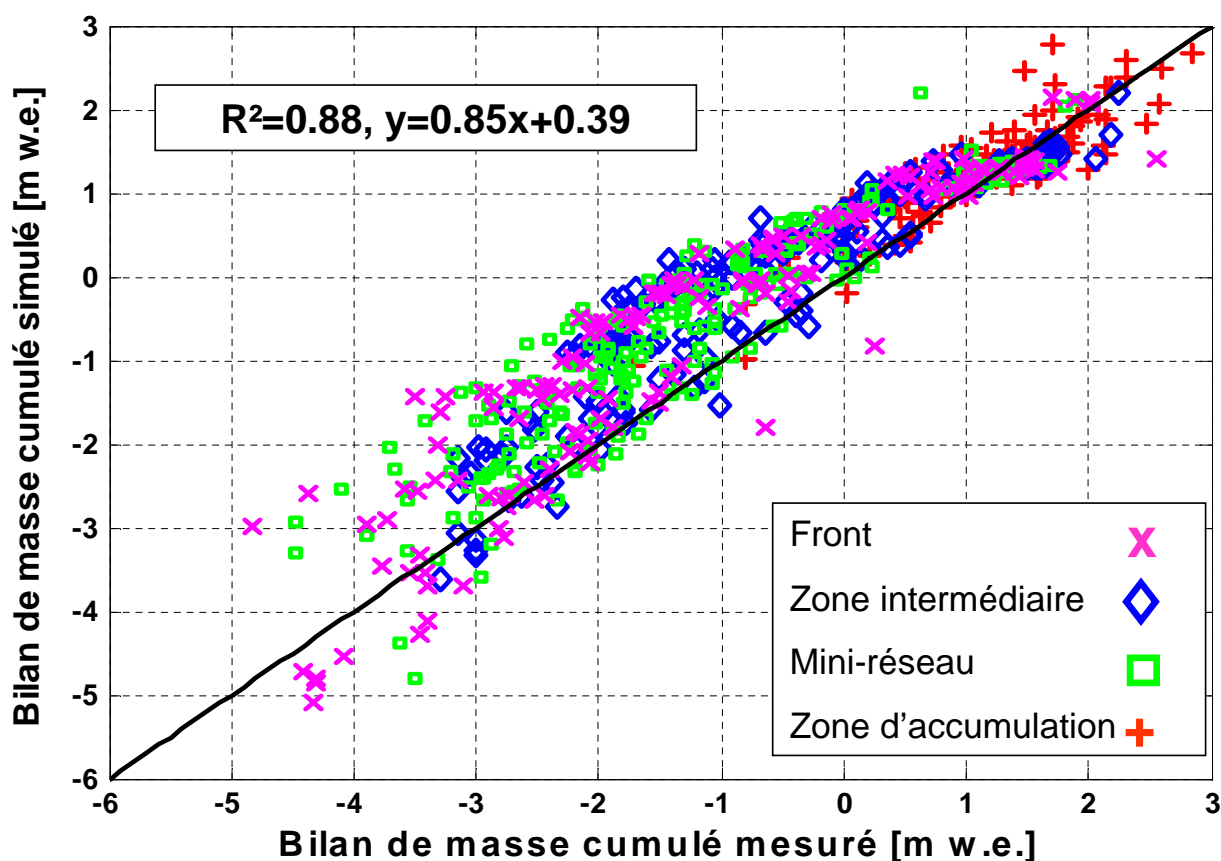


FIGURE 5.7: **Bilan de masse cumulé simulé versus mesuré sans assimilation.** Cette figure présente une comparaison entre les bilans de masse cumulés au cours de l'année simulés par SAFRAN-CROCUS sans assimilation et mesurés. Chaque point indiqué sur ces graphiques représente une balise et une date de mesure. Le graphique représente l'ensemble des mesures pour les 5 années hydrologiques étudiées. Les différents symboles représentent les différentes zones telles que définies sur la figure 1.3. Pour cette simulation, A_{ice} est pris à $[0.23, 0.16, 0.05]$ (configuration 2).

Le tableau 5.3 et la figure 5.7 montrent que le biais sur le bilan de masse annuel est globalement positif

sur les 5 années étudiées. La représentation de la variabilité spatiale du bilan de masse est par contre bonne (fig. 5.7). Il y a en effet peu d'écart entre le biais et l'erreur quadratique moyenne. Les biais présents sur les bilans de masse annuels simulés proviennent de différentes sources comme il a été montré précédemment. Une partie du biais positif est dû au fait que nous avons utilisé un albédo de la glace trop élevé dans la configuration 1 pour représenter la glace sale du bas de la zone d'ablation. Comme le montre les résultats pour la configuration 2, cet effet ne représente que 0.20 m w.e. du biais sur les cinq années. Il occasionne cependant une diminution moyenne de 0.38 m w.e. pour les années 2002-2003 et 2008-2009. Ces deux années sont celles pour lesquelles le bilan de masse spécifique est le plus faible (fig. 4.9a)). Ce sont donc des années pour lesquelles la zone d'ablation est en glace très tôt dans la saison d'ablation ce qui explique la forte influence de ce paramètre. L'influence de A_{ice} est par contre nulle pour les années où le glacier reste en neige très longtemps durant la saison d'ablation (2000-2001). Ces résultats sont repris dans la section 5.4.2.

5.4 Assimilation des données d'albédo

Il s'agit maintenant de tester et d'évaluer la méthode d'assimilation variationnelle de l'albédo (section 5.2) pour la simulation du bilan de masse spatialisé avec CROCUS (section 5.3) toujours sur le glacier de Saint Sorlin et pour les mêmes années hydrologiques.

Les données d'albédo utilisées pour l'assimilation sont issues des méthodes exposées aux chapitres 3 et 4. Ce sont donc des cartes d'albédo provenant soit de photographies terrestres avec une résolution spatiale de 10 m, soit d'images MODIS avec une résolution spatiale de 250 m. La précision sur les valeurs d'albédo données par ces deux méthodes est évaluée inférieure à $\pm 10\%$. Nous ne possédons malheureusement pas de validation pour chacune des bandes spectrales utilisées dans CROCUS. Nous testerons successivement l'impact de ces deux types de données sur l'estimation du bilan de masse spatialisé.

La méthode d'assimilation 1D-Var a été testée pour le manteau neigeux saisonnier (section 5.2.3). Tout comme CROCUS, elle nécessite quelques adaptations afin d'être applicable au glacier.

5.4.1 Méthode

Comme il a été décrit dans la section 5.1, l'albédo de la glace est prescrit dans CROCUS (i.e. il ne dépend plus des variables de grains) dès que la densité est supérieure à un seuil de 0.85. Dans ce cas, on ne peut utiliser directement la méthode d'assimilation. Il est donc nécessaire d'implémenter un algorithme qui réagisse en fonction des différents cas envisageables.

Quatre cas sont possibles. Ces quatre cas sont séparés à l'aide des variables suivantes : $A_{1,obs}$ l'albédo observé dans la première bande, $A_{1,ice}$, valeur de l'albédo de la glace dans la première bande utilisé par CROCUS (0.35, glace propre sur notre glacier) et ρ_{crocus} la densité de la couche de surface simulée par CROCUS.

Cas 1 : $A_{1,obs}$ est supérieur à $A_{1,ice}$ et ρ_{crocus} inférieure à 850 kg m^{-3} .

Dans ce cas, une assimilation variationnelle est possible. On calcule donc un vecteur analyse des variables de grains et on modifie les variables de grains de la couche de surface en fonction de ce vecteur analyse.

Cas 2 : $A_{1,obs}$ est inférieur à $A_{1,ice}$ et ρ_{crocus} inférieure à 850 kg m^{-3} .

La simulation de CROCUS donne donc un glacier encore couvert de neige alors que l'observation indique l'inverse. Dans ce cas, on enlève les couches de neige jusqu'à retomber sur la glace⁷ et on prescrit l'albédo de la glace avec la valeur donnée par l'assimilation. On force donc la valeur de l'albédo.

Cas 3 : $A_{1,obs}$ est inférieur à $A_{1,ice}$ et ρ_{crocus} supérieure à 850 kg m^{-3} .

L'observation et la simulation indiquent que la surface est en glace. On force donc l'albédo de la glace avec la valeur observée.

Cas 4 : $A_{1,obs}$ est supérieur à $A_{1,ice}$ et ρ_{crocus} supérieure à 850 kg m^{-3} .

L'observation indique la présence de neige alors que CROCUS donne une surface en glace. On rajoute donc une couche de neige en fonction des paramètres météorologiques à la date de l'observation. L'épaisseur de la couche de neige est arbitrairement prise à 20 cm puisque nous ne possédons pas d'information d'épaisseur de celle-ci.

Dans la suite, l'ensemble de cet algorithme sera nommé CROCUS_{assim}. Il permet, ainsi, d'intégrer au modèle deux types d'informations différentes : l'albédo de la surface et la position de la ligne de neige avec la discrimination neige/glace à partir de la valeur de l'albédo dans la première bande (cas 2 et 4).

5.4.2 Résultats et interprétations

Dans cette section, on utilise en entrée tous les champs issus de SAFRAN avec une correction pour les précipitations et pour le rayonnement grandes longueurs d'onde descendant (section 5.4.2). Dans un premier temps, nous allons analyser l'impact de l'algorithme d'assimilation mis en place sur les valeurs simulées de l'albédo. Nous évaluerons, dans un deuxième temps, l'impact de la méthode sur la simulation du bilan de masse spatialisé.

Simulation de l'albédo

La figure 5.8 présente les valeurs d'albédo mesurées et simulées en différents points du glacier. Cette figure présente l'intégralité des mesures ponctuelles disponibles sur le glacier. L'albédo simulé est quasi-systématiquement supérieur aux valeurs mesurées. Les valeurs simulées par CROCUS_{assim} sont systématiquement plus proches des observations que celles simulées par CROCUS. Le gain de l'assimilation/forçage est plus important sur la glace que sur la neige. Malgré l'assimilation, il reste, en effet, des écarts importants entre la mesure et la simulation lorsque la surface est en neige. Ceci peut provenir du fait que la borne minimale de la première bande visible est bornée à 0.6, ce minimum devrait probablement être placé encore plus bas pour permettre la représentation de la neige estivale sur un glacier (présence de poussières estivales, cryoconites, algues, débris rocheux, eau liquide). Les valeurs très basses (aux alentours de 0.1) mesurées sont sans doute imputables à la présence d'eau liquide et de bédrières sur la glace ou le névé. Le graphique 5.8b) confirme que l'assimilation des photographies terrestres apporte une information plus fine que celles des images MODIS (passage sur la glace autour du 17 juillet ignoré dans le cas de l'assimilation

7. A cause des problèmes d'échelle, on limite l'épaisseur de neige enlevée dans le cas de l'assimilation des images MODIS. Elle n'est plus limitée par contre dans le cas des cartes provenant des photographies terrestres.

des images MODIS par exemple). Ce dernier point est dû à la haute résolution spatiales des cartes issues des photographies terrestres.

La figure 5.9 présente une comparaison entre les cartes d'albédo simulées par $\text{CROCUS}_{\text{assim}}$ nourrit successivement avec les cartes provenant des images MODIS et celles provenant des photographies terrestres. La figure 5.10 présente l'état du glacier à la même date, le 16 juillet 2009. Nous n'avons pas indiqué sur cette figure la carte d'albédo simulé par CROCUS car à cette date, le glacier est entièrement recouvert de neige pour la simulation sans assimilation. Cette figure montre que, pour cette date :

- l'albédo de la glace est bien représenté dans les deux cas,
- toujours dans les deux cas, l'albédo de la vieille neige restante en zone d'accumulation est surestimé (albédo entre 0.40 et 0.5 pour les observations et 0.55 et 0.6 pour les simulations),
- l'utilisation de cartes haute résolution permet une détermination bien plus fine de la ligne de neige et l'introduction d'une plus grande variabilité spatiale dans l'albédo simulé.

La comparaison plus générale entre les cartes d'albédo observées et les cartes d'albédo simulées montre que l'utilisation de l'algorithme d'assimilation et de forçage augmente la variabilité de l'albédo simulé et diminue l'écart entre les observations et la simulation. Elle montre également une surestimation systématique de l'albédo dans le cas de CROCUS qui pourrait expliquer une partie du biais positif remarqué dans le tableau 5.3.

Simulation du bilan de masse spatialisé

Le tableau 5.4 présente les résultats en terme de bilan de masse annuel spatialisé, pour chacune des années hydrologiques, obtenus en utilisant $\text{CROCUS}_{\text{assim}}$ et en assimilant les cartes d'albédo issues des données MODIS. Les figures 5.11 et 5.12 présentent une comparaison, en chaque point de mesure et pour chaque date de mesure, des bilans de masse cumulés simulés par $\text{CROCUS}_{\text{assim}}$ et mesurés. Enfin, le tableau 5.5 présente les résultats obtenus pour les deux dernières années en utilisant non pas les images MODIS mais les cartes issues de photographies terrestres pour l'assimilation. Les cartes issues de photographies terrestres ne sont, en effet, disponibles que pour ces deux dernières années.

Pour les figures 5.11 et 5.12, nous avons choisis de représenter les bilans de masse cumulés pour chacune des balises afin de pouvoir suivre l'accumulation des erreurs au cours de la saison d'ablation.

TABLE 5.4: **Comparaison entre le bilan de masse annuel mesuré et simulé avec assimilation d'images MODIS.** m est le biais entre la simulation et la mesure et $rmse$ l'erreur quadratique moyenne. Toutes ces grandeurs sont exprimées en **m w.e.**. n_{modis} représente le nombre de cartes d'albédo assimilées et n_{balise} le nombre de mesures utilisées pour les statistiques.

	m	$rmse$	n_{modis}	n_{balise}
2000-2001	-0.00	0.44	20	20
2002-2003	-0.54	0.66	17	19
2005-2006	-0.02	0.50	15	36
2007-2008	0.40	0.75	16	33
2008-2009	-0.05	0.41	20	35
total	0.07	0.48		143

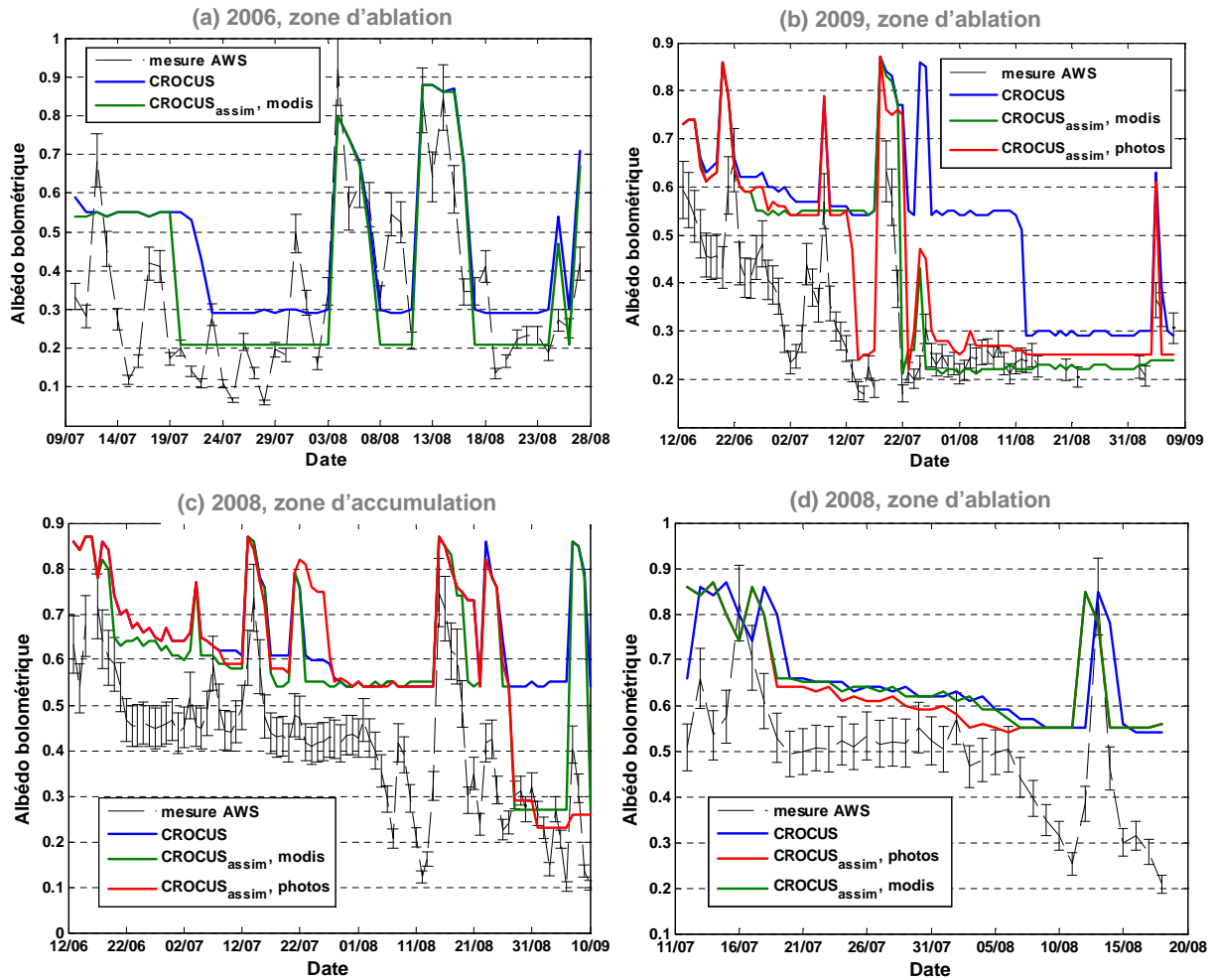


FIGURE 5.8: **Albédo mesuré et simulé en un point à 12h00.** Cette figure présente les albédos mesurés par les stations météorologiques temporaires sur le glacier et les valeurs simulées aux points de grille correspondant par CROCUS et CROCUS_{assim} nourri avec des cartes issues des images MODIS ou des photographies terrestres. (a) Pour la zone d'ablation durant l'été 2006, (b) pour l'été 2009, toujours en zone d'ablation (c) pour l'été 2008 en zone d'accumulation et (d) pour l'été 2008 en zone d'ablation. Pour ces simulations, les champs météorologiques sont issues de SAFRAN avec une correction pour les précipitations et pour le rayonnement grandes longueurs d'onde descendant. La longueur de rugosité sur la neige est prise à 3 mm et sur la glace à 6 mm. Pour les simulations sans assimilation, $A_{ice} = [0.35, 0.23, 0.08]$.

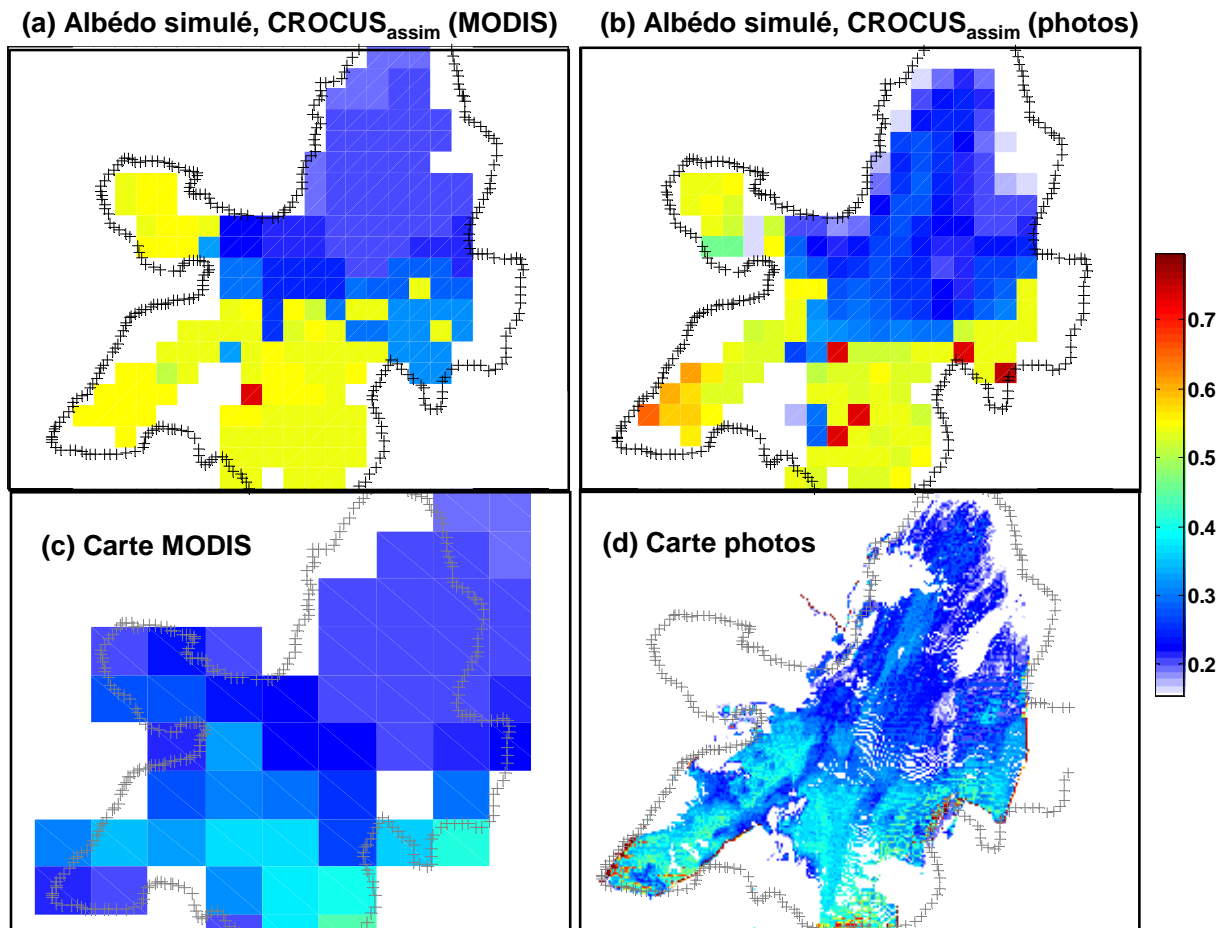


FIGURE 5.9: **Albédo observé et simulé sur l'ensemble du glacier.** Cette figure présente les cartes d'albédo simulés par CROCUS_{assim} nourrit avec des images MODIS (a), et avec des cartes issues des photographies terrestres (b). Les cartes présentées sont pour le 16 juillet 2009. Le graphique (c) est la carte d'albédo issue des données MODIS pour cette même date et (d) la carte issues des photographies terrestres. Le contour du glacier en 2003 est représenté par les croix grises.

TABLE 5.5: **Comparaison entre le bilan de masse annuel mesuré et simulé avec assimilation de photographies terrestres.** m est le biais entre la simulation et la mesure et $rmse$ l'erreur quadratique moyenne. Toutes ces grandeurs sont exprimées en **m w.e.** n_{photos} représente le nombre de cartes d'albédo assimilées.

	m	$rmse$	n_{photos}
2007-2008	0.13	0.69	12
2008-2009	0.04	0.42	19

L'analyse de ces tableaux et de ces figures montre que CROCUS_{assim} semble proposer une simulation du bilan de masse spatialisé du glacier non biaisé pour trois des cinq années hydrologiques avec une erreur quadratique moyenne de 48 cm w.e. sur l'ensemble des cinq années. La valeur de cette erreur est fortement influencée par les résultats obtenues pour les années 2002-2003 et 2007-2008. L'estimation du bilan de masse spatialisé annuel est meilleure que sans assimilation (biais et RMSE inférieures) sauf pour l'année 2002-2003 sur laquelle nous reviendrons ultérieurement (tab. 5.3). Pour l'ensemble des cinq années, on observe une augmentation du coefficient de corrélation entre les mesures et la simulation avec assimilation ($r^2 = 0.93$ contre 0.88 sans assimilation), la pente se rapproche de 1 (0.97 contre 0.89) et le biais diminue (0.11 contre 0.39 m w.e.). La variabilité spatiale de bilan de masse est assez bien représentée (0.48 m w.e.



FIGURE 5.10: Photographie visible du glacier le 16 juillet 2009 à 12h00. .

d'erreur quadratique moyenne). La zone qui pose le plus de problème pour la spatialisation reste le mini-réseau, où la variabilité topographique est élevée (fig. 5.12c)).

Pour les années 2000-2001, 2007-2008 et 2008-2009, le début de la saison d'ablation est marqué par une sous-estimation de la fonte dans les simulations (figs. 5.11a) et c), 5.12b)). Ceci provoque un effet d'emballement avec une rétroaction positive de l'albédo, i.e. la surface reste en neige trop longtemps et l'albédo est donc plus élevé que l'albédo réel ce qui entraîne une sous-estimation additionnelle de la fonte. Cet effet est bien corrigé par l'assimilation pour les années 2000-2001 et 2008-2009. Il l'est moins pour l'année 2008-2009 où la sur-accumulation est plus importante (tab. 5.3).

Cette sur-accumulation en début de saison peut être attribuée à différentes causes. Parmi celles-ci, on citera :

- une surestimation des précipitations solides ou du nombre d'événements de précipitations solides,
- une sous-estimation des grandes longueurs d'onde incidente due à une mauvaise estimation de la nébulosité,
- une sous-estimation des flux turbulents causées par une sous-estimation de la vitesse du vent (hypothèse la plus probable pour 2007 – 2008 et 2008 – 2009, fig. 5.4) ou par une longueur de rugosité trop faible,
- un stock de froid trop important stocké pendant l'hiver par le manteau neigeux.

L'année 2002-2003 est caractérisée par un bilan de masse fortement négatif, un été très chaud, une faible nébulosité moyenne (valeur minimale sur les cinq années) et des valeurs de vitesse de vent élevées en comparaison aux autres années (fig. 5.4). L'application de l'algorithme d'assimilation dégrade la simulation du bilan de masse spatialisé. L'erreur quadratique moyenne passe en effet de 0.40 à 0.66 m w.e.. Une hypothèse

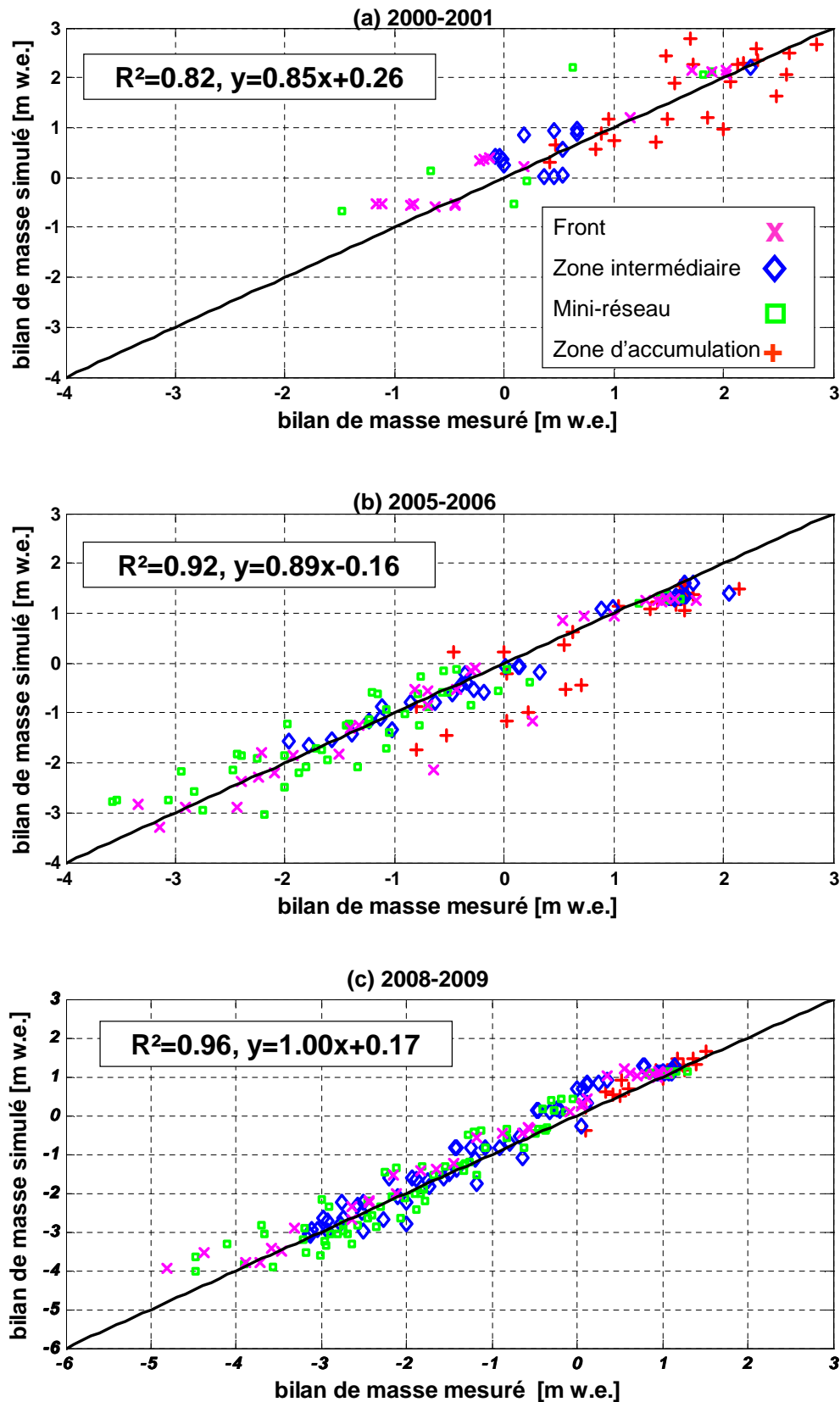


FIGURE 5.11: Bilan de masse cumulé simulé versus mesuré dans le cas de l'assimilation d'images MODIS. Ces graphiques présentent une comparaison entre les bilans de masse cumulés mesurés et simulés par CROCUS_{assim} nourri avec des images MODIS. Pour les simulations, les champs météorologiques sont issues de SAFRAN avec une correction pour les précipitations et pour le rayonnement grandes longueurs d'onde descendant. La longueur de rugosité sur la neige est prise à 3 mm et sur la glace à 6 mm. Chaque point indiqué sur ces graphiques représente une balise et une date de mesure. Les différents symboles représentent les différentes zones du glacier telles que définies sur la figure 1.3.(a) Année hydrologique 2000-2001, (b) année hydrologique 2005-2006 et (c) année hydrologique 2008-2009.

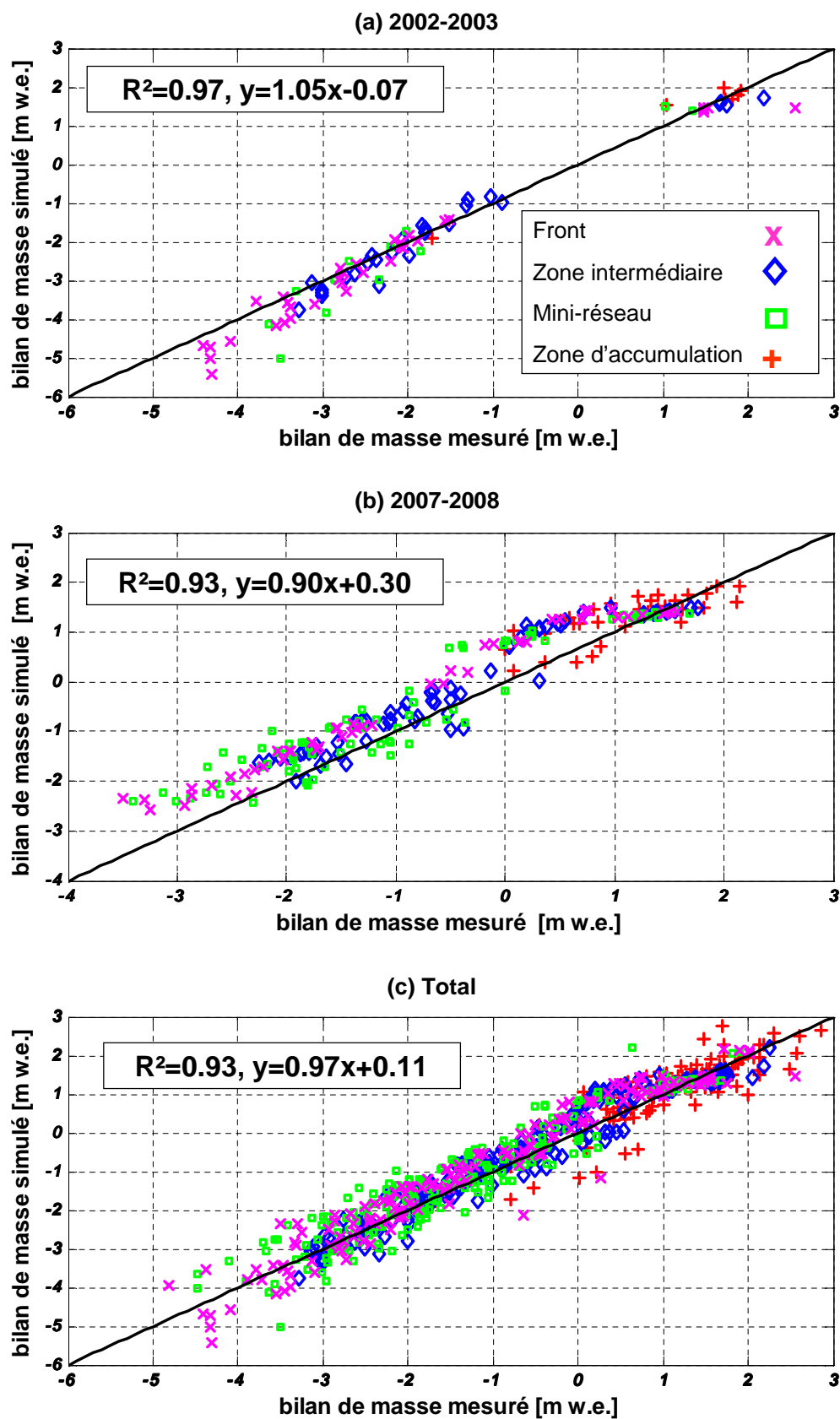


FIGURE 5.12: Bilan de masse cumulé simulé versus mesuré. La légende de ces graphiques est la même que pour la figure 5.11.(a) Année hydrologique 2002-2003, (b) année hydrologique 2007-2008 et (c) ensemble des cinq années hydrologiques étudiées.

probable est que la correction appliquée sur les grandes longueurs d'onde est trop faible ou que les valeurs de nébulosité proposée par SAFRAN sont biaisées. On rappelle que SAFRAN a une tendance à surestimer le rayonnement grandes longueurs d'onde dans les cas de faible nébulosité. Ceci pourrait expliquer l'emballement de la fonte. La position de la ligne de neige au début de la saison d'ablation est par contre correcte (fig. 5.12a)). Une autre explication probable de ce biais est l'utilisation de très fortes vitesses de vent. La figure D.2, en annexe, montre en effet que pour les vitesses de vent élevées, le biais entre les mesures et SAFRAN est important. Les flux turbulents deviennent plus importants et accentuent encore, peut être, la sur-estimation de la fonte.

Pour l'année 2005-2006, on remarque pour certaines balises une surestimation de la fonte. Cette surestimation est imputable à une sous-estimation du bilan de masse hivernal (tab. 5.1). Le même effet se retrouve sur les balises de la zone d'accumulation pour l'année 2000-2001.

L'analyse des tableaux 5.4 et 5.5 montre que l'utilisation des cartes à haute résolution (10 m) augmente la précision de l'estimation du bilan de masse spatialisé pour l'année 2007-2008. Elles permettent d'une part, une meilleure représentation de l'albédo moyen autour du point de grille et d'autre part, une détermination plus fine de la position de la ligne de neige que les images MODIS (fig. 5.9). Pour l'année 2008-2009, la représentation du bilan de masse annuel spatialisé est déjà correcte (rmse= 0.41 m w.e.) avec assimilation d'images MODIS et l'utilisation des photographies terrestres apporte peu dans ce cas car nous atteignons les limites de la précision de notre modèle.

5.4.3 Analyse succincte du bilan d'énergie de surface en deux points du glacier

Dans cette partie, nous avons choisi d'étudier les différents termes du bilan énergétique de surface en deux points du glacier. Le premier point est situé au centre de la zone d'ablation (position de l'AWS temporaire sur le glacier durant l'été 2006, fig. 1.3). Le deuxième point est situé en zone d'accumulation (position de la station automatique de mesure sur le haut du glacier pour l'été 2009, fig. 1.3). Ces deux points ont été choisis car ils sont situés dans des zones relativement plates et dégagées du glacier.

Comme pour l'étude des forçages météorologiques (fig. 5.4), on sépare la saison d'ablation en deux périodes de 75 jours : du 15 avril au 30 juin et du 1^{er} juillet au 15 septembre.

TABLE 5.6: **Corrélation entre les différents termes du bilan d'énergie de surface en moyenne journalière.** Ce tableau présente les coefficients de corrélation linéaire (r^2) des moyennes journalières entre les différents flux du bilan d'énergie de surface et la somme des flux atmosphériques. La dernière colonne présente le même coefficient de corrélation mais pour l'albédo vis-à-vis de la somme des flux atmosphériques. Les valeurs sont données pour le point situé en zone d'ablation (bas) et celui situé en zone d'accumulation (point haut). Ces valeurs sont obtenues pour l'ensemble des cinq années étudiées.

	SW	LW	H	LE	A
Période 1					
haut	0.64	0.11	0.23	0.07	0.78
bas	0.66	0.18	0.24	0.19	0.83
Période 2					
haut	0.68	0.34	0.23	0.19	0.59
bas	0.62	0.21	0.35	0.23	0.52

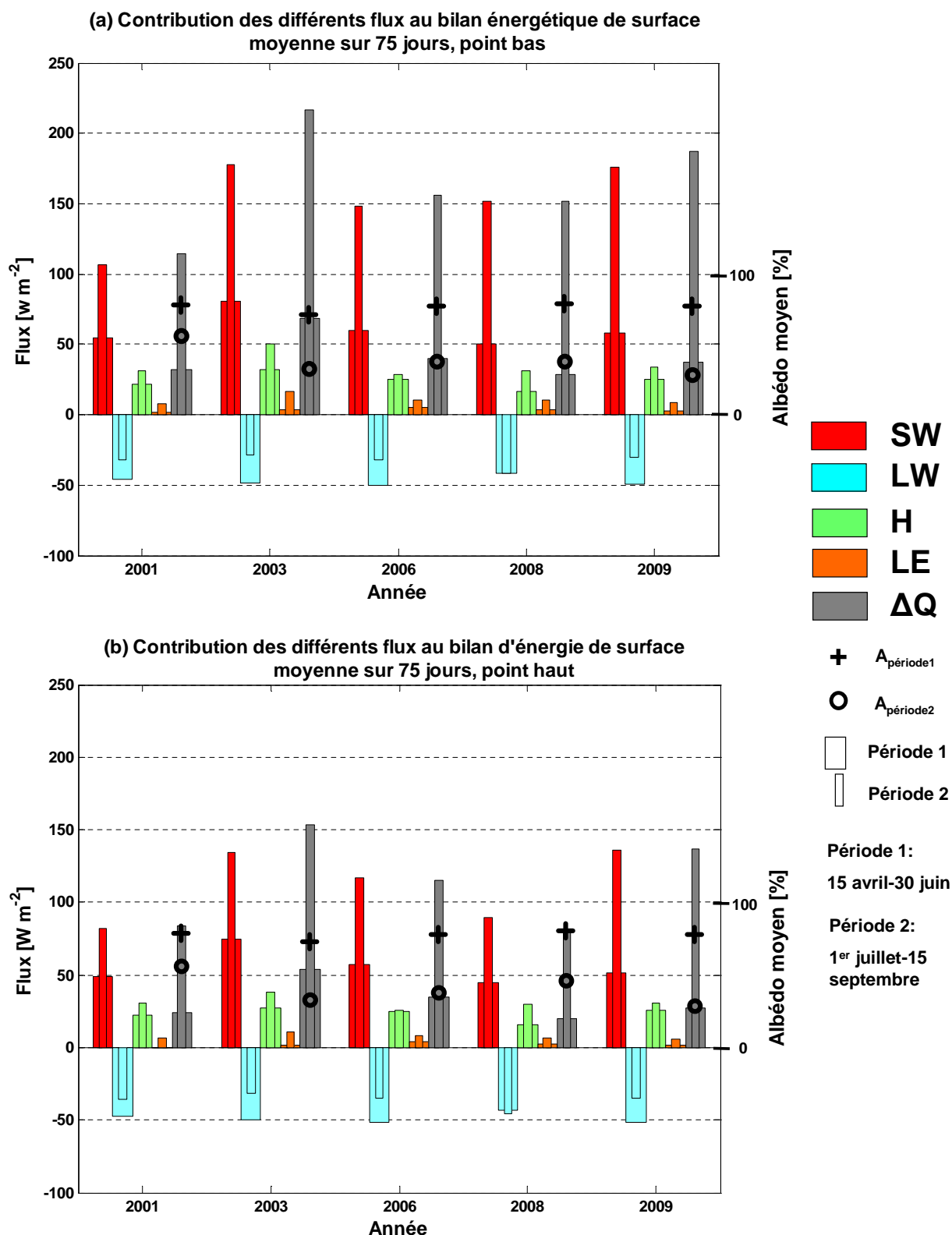


FIGURE 5.13: Contributions des différents termes du bilan énergétique de surface. Cette figure présente les moyennes sur 75 jours des différents termes du bilan énergétique de surface en deux points du glacier un situé au centre de la zone d'ablation (point bas, graphique (a)) et le second en zone d'accumulation (point haut, graphique (b)). La saison d'ablation a été découpée en deux périodes de 75 jours : p1 du 15 avril au 30 juin (barres larges) et p2 du 1^{er} juillet au 15 septembre (barres étroites). Les croix et les cercles représentent l'albédo moyenné sur les deux périodes de 75 jours pour chacun des points. Ces valeurs sont issues des simulations analysées dans la partie précédente.

La figure 5.13 présente les valeurs moyennes sur 75 jours des différents termes du bilan énergétique de surface (eq. 1.2). La tableau 5.6 présente les coefficients de corrélation linéaire pour les moyennes journalières entre les différents flux et la somme des flux atmosphériques pour l'ensemble des cinq années étudiées (ΔQ).

- Durant la première période, le bilan d'énergie de surface moyen sur 75 jours est très proche pour les deux points. SW et LW en sont les deux principales contributions. Le flux turbulent de chaleur sensible n'est pas négligeable. La somme des deux flux turbulents constituent une source d'énergie pour le glacier.
- Pour la seconde période, le bilan d'énergie moyen est très supérieure en zone d'ablation. Ceci est majoritairement dû à la valeur de l'albédo (glace en zone d'ablation et névé en zone d'accumulation). SW est, pour cette période et pour les deux points, le terme prépondérant du bilan d'énergie de surface. Les flux turbulents sont plus élevés que pendant la première période et constitue toujours une source d'énergie sur le glacier. Le flux turbulent de chaleur sensible est du même ordre de grandeur que le bilan net grandes longueurs d'onde.

Pour l'année 2002-2003, pendant laquelle le modèle présente une sur-estimation de la fonte, les flux turbulents sont spécialement élevés ce qui explique peut être une partie du biais observé.

Le tableau 5.6 montre quel que soit le point ou la période, la majeure partie de la variabilité journalière est expliquée par la variabilité du bilan net courtes longueurs d'onde. Les autres flux (et en particulier le flux de chaleur sensible) peuvent être d'un apport non négligeable à la variabilité journalière de la somme des flux atmosphériques. La corrélation entre l'albédo et la somme des flux atmosphériques montre que pour les deux points, l'albédo explique une plus grosse part de la variabilité journalière durant la première période. Durant la première période et pour les deux points, la valeur moyenne de l'albédo est élevée (0.77) et la variabilité faible (0.1), pendant la seconde période, la valeur moyenne de l'albédo est plus faible (0.45 en moyenne sur les deux points) et la variabilité plus élevée (0.20). Ceci indique qu'une petite variation d'albédo avec comme point de départ un albédo élevé a une plus forte influence sur la variabilité du bilan d'énergie de surface qu'une variation plus importante sur une valeur d'albédo plus basse. Physiquement, lorsque l'albédo est élevé une petite variation entraîne une très forte variation sur l'énergie absorbée.

Ces résultats restent à considérer prudemment dans le sens où les analyses menées dans les parties précédentes ont montré que les flux simulés pouvaient être entacher d'erreurs non négligeables. Ils confirment cependant que la radiation net courtes longueurs d'onde est le terme prépondérant de la somme des flux atmosphériques pour la saison d'ablation et sur l'ensemble des cinq années étudiées.

5.4.4 Discussions et perspectives

Dans cette partie, nous allons discuter les résultats et les perspectives que nous ouvrent ce travail. Les deux premiers paragraphes proposent des pistes futures pour la simulation de l'albédo et l'assimilation d'observations nivologiques. Les trois paragraphes suivants discutent l'importance et les incertitudes induites par les forçages météorologiques.

Influence des différentes bandes spectrales

Comme précédemment expliqué, la représentation de l'albédo dans CROCUS est séparée en trois bandes spectrales ($[0.3, 0.8] \mu\text{m}$, $[0.8, 1.5] \mu\text{m}$ et $[1.5, 2.8] \mu\text{m}$). Dans la méthode exposée dans la section précédente, on assimile ou force les trois bandes d'albédo. Ces trois bandes n'ont cependant pas la même implication en terme d'énergie. Le terme de bilan radiatif courtes longueurs d'onde s'écrit en effet $SW = (1 - A)SW \downarrow$

où $SW \downarrow$ est l'énergie solaire incidente, et A l'albédo de la surface. Si l'on sépare ce terme sur les trois bandes spectrales, les deux premières bandes vont avoir une influence beaucoup plus importante sur l'énergie disponible pour la fonte, et donc sur la valeur du bilan de masse, que la troisième bande. Ceci s'explique par des raisons différentes pour les deux bandes. En effet, pour la première bande qui correspond globalement au spectre visible, l'énergie solaire est élevée (environ 60% par ciel clair) mais la surface est peu absorbante. Dans le cas de la deuxième bande, moins d'énergie solaire est disponible (environ 30% par ciel clair) mais la surface est beaucoup plus absorbante. Le terme $(1 - A_i)SW \downarrow_i$ est donc du même ordre de grandeur pour les deux premières bandes. Pour la troisième bande, la neige et la glace sont extrêmement absorbante mais la quantité d'énergie solaire est beaucoup plus faible (environ 10% par ciel clair).

L'introduction de la correction de l'albédo en cas de manteau neigeux peu épais a, par exemple, un impact de -0.22 m w.e. sur le bilan annuel spécifique de l'année 2005-2006 si elle est appliquée sur les trois bandes. Sur ces -0.22 m, -0.1 m w.e. sont imputables à la première bande, de même pour la deuxième bande et les -0.02 m w.e. restant sont causés par la réduction de l'albédo dans la troisième bande.

Ce simple test montre que les deux premières bandes dirigent la quantité d'énergie absorbée par le manteau neigeux et donc potentiellement disponible pour la fonte. Leur importance relative dépend des variations d'albédo considérées.

Dans le cas de l'algorithme d'assimilation et de forçage, l'importance respective des deux premières bandes est légèrement différente. D'une part, la première bande est utilisée comme seuil pour le passage à la glace et au forçage, ceci lui confère donc une importance particulière. D'autre part, dans le cas de la neige, l'implémentation du modèle adjoint permet de connaître la sensibilité de la paramétrisation de l'albédo aux différentes bandes sur les variables de grains analysés. En effet, le terme $H^{\times}y$, donne l'impact sur chacune des variables de grains du vecteur y . Le terme $H^{\times}y$ est dépendant du point où il est calculé. Une rapide étude des valeurs de $H^{\times}y$ montre que le deuxième bande spectrale d'albédo est celle qui a le plus d'impact sur le vecteur analyse. En d'autres termes, c'est l'assimilation de la deuxième bande d'albédo qui importe le plus sur les variables de grains analysées.

Paramétrisation de l'albédo

La figure 5.8 montre que l'albédo de la neige âgée, sale et comprenant sans doute de l'eau liquide en surface n'était pas représenté avec la paramétrisation utilisée dans CROCUS. Cette remarque illustre le fait que l'utilisation d'un algorithme d'assimilation permet d'obtenir un retour sur la paramétrisation utilisée par le modèle.

En effet, le vecteur innovation $y - \mathcal{H}(x_b)$ ainsi que les résidus d'analyse, $y - \mathcal{H}(x_a)$ permettraient une évaluation de la paramétrisation de l'albédo utilisé dans CROCUS (Bouttier & Courtier, 1999). Nous n'avons pas mené ici cette évaluation car nous ne possédons pas de validation par bandes spectrales de nos données d'albédo. Il est imaginable dans le futur, d'effectuer des observations d'albédo par bandes spectrales et d'utiliser la méthode d'assimilation développée dans cette étude afin d'obtenir une évaluation fine de la paramétrisation utilisée dans CROCUS.

Une autre perspective serait l'assimilation du contenu en impuretés. L'albédo de la neige dépend principalement dans le visible de la quantité et du type d'impuretés qu'elle contient. Pour les longueurs d'onde plus grandes, le type et la taille de grains deviennent déterminants sur la valeur de l'albédo (Warren, 1982).

Dans notre cas, les impuretés ont ainsi un impact plus fort sur la première bande spectrale que sur la

deuxième. L'assimilation des trois bandes spectrales donne donc une information sur le contenu en impuretés de par les valeurs relatives de la première et de la deuxième bande.

Dans CROCUS, la dépendance de l'albédo au contenu en impureté est, indirectement, prise en compte par le fait que l'âge de la couche de neige soit utilisé dans la paramétrisation de l'albédo uniquement pour la première bande. L'âge de la couche de neige influe sur le contenu en impuretés mais elle n'est pas l'unique cause de sa variation (épisode de Sirocco par exemple sur le glacier de Saint Sorlin avec dépôt de sable en surface de la neige). Afin de pouvoir décorréliser l'influence de l'âge de celle des impuretés, on pourrait imaginer introduire une nouvelle variable dans le vecteur d'état \mathbf{x} , que l'on baptise c_{imp} .

Dans la version originale de CROCUS

$$A_1 = \max(0.7, a_i - \Delta\alpha_{age}) \quad (5.11)$$

$$a_i = f(x_1, x_2, x_3) \text{ et } \Delta\alpha_{age} = K \frac{age}{90} \quad (5.12)$$

On introduit donc notre variable c_{imp} de la manière suivante : $\Delta\alpha_{age} = K c_{imp} \frac{age}{90}$. c_{imp} est initialisée à 1 et va varier en fonction de l'importance relative de la première et de la deuxième bande de l'albédo observé. L'ajout de cette variable implique donc l'écriture d'un nouvel opérateur d'observation et d'un nouvel adjoint. Elle augmente d'une dimension l'espace du vecteur d'état et d'analyse mais elle permettrait une meilleure prise en compte de la variabilité du contenu en impureté et pourrait améliorer la représentation des valeurs basses de l'albédo de la neige. Il faudrait, bien sur, coordonner cette étude à des mesures de propriétés physiques de la neige afin d'évaluer une paramétrisation de cette forme pour simuler l'impact des impuretés sur l'albédo.

Le dernier point reste que l'albédo est physiquement une résultante des propriétés d'une certaine épaisseur du manteau (variable selon la longueur d'onde mais pouvant atteindre plusieurs dizaines de cm dans le visible) et non uniquement de la couche de surface. L'introduction d'une fraction neigeuse en cas de manteau neigeux peu épais est une illustration de ce phénomène. Il serait donc également bon de comparer la paramétrisation de l'albédo qui n'utilise que la couche de surface aux valeurs d'albédo obtenues en utilisant l'ensemble du manteau simulé par CROCUS et en effectuant le calcul avec un modèle de transfert radiatif tel que DISORT (Stamnes *et al.*, 1988) capable de simuler l'albédo d'un manteau neigeux constitué de plusieurs couches.

Coefficients correcteurs pour les précipitations

Afin d'évaluer l'importance des coefficients correcteurs pour les précipitations et plus précisément de leur variabilité spatiale sur le glacier, nous avons testé l'effet de l'application de la valeur moyenne de 1.64 sur l'ensemble du glacier au lieu de la carte illustrée sur la figure 5.1. Le tableau 5.7 présente les résultats obtenus dans les mêmes conditions que pour le tableau 5.4 mais en utilisant la valeur de 1.64 en chaque point de grille.

Ces résultats montrent que l'utilisation de la valeur moyenne du coefficient correcteur diminue la précision des simulations. La dispersion est un peu plus importante pour la plupart des années (exception faite de 2008-2009) que si l'on utilise une carte de coefficients correctifs (0.54 contre 0.58 m w.e. pour les cinq années). Les valeurs de bilan de masse sont sous-estimées par rapport au tableau 5.4 pour l'année 2000-2001. Il est possible que dans le cas de CROCUS_{assim}, une sous-estimation de l'accumulation hivernale ait un impact plus fort sur la valeur finale du bilan de masse annuel, qu'une sur-estimation de celle-ci. L'utilisation

TABLE 5.7: Comparaison entre le bilan de masse annuel mesuré et simulé avec utilisation d'un coefficient correcteur moyen des précipitations. m est le biais entre la simulation et la mesure et $rmse$ l'erreur quadratique moyenne. Toutes ces grandeurs sont exprimées en **m w.e.** n_{modis} représente le nombre de cartes d'albédo assimilées.

	m	$rmse$	n_{modis}
2000-2001	-0.28	0.52	20
2002-2003	-0.51	0.66	17
2005-2006	0.02	0.53	15
2007-2008	0.45	0.80	16
2008-2009	0.00	0.39	20
total	0.06	0.54	

de la valeur moyenne du coefficient correcteur permet donc une représentation du bilan de masse du glacier un peu moins bonne que celle obtenue en utilisant une carte de coefficient correctif mais réduit fortement le nombre de coefficients à évaluer dans le cas d'études d'autres glaciers. La représentation du bilan de masse spatialisé reste tout de même non biaisée pour deux années et l'erreur quadratique moyenne n'est que légèrement plus forte (0.54 au lieu de 0.48 m w.e.).

Rayonnement grandes longueurs d'ondes, flux turbulents et longueurs de rugosité

Le bilan de masse est extrêmement sensible au rayonnement grandes longueurs d'ondes (flux le plus élevé en incident). La correction implémentée est simple et encore un peu trop faible comme semblent le montrer les résultats obtenus pour l'année 2002-2003. Une étude plus approfondie sur ce sujet serait donc souhaitable.

De plus, l'effet des grandes longueurs d'onde est, peut être, compensé pour les autres années par un vent ou/et des flux turbulents trop faibles. L'évaluation de la paramétrisation des flux turbulents dans CROCUS n'a pu être menée dans cette étude, d'une part par manque de mesures de ces flux sur une longue période et d'autre part, parce que nous ne possédons pas d'évaluation sur des périodes de mesures assez longue de la qualité du champ de vent proposé par SAFRAN sur le glacier.

Les longueurs de rugosité utilisées dans cette étude (3 mm pour la neige et 6 mm pour la glace) ne peuvent être vraiment considérées comme des valeurs physiques. Elles sont plutôt des paramètres de calage qui permettent de compenser d'autres erreurs présentes dans le modèle.

Comme pour l'albédo, les variations spatiales et temporelles de la longueur de rugosité sont importantes. Les valeurs mesurées vont de 0.1 mm pour la neige fraîche (Brock *et al.*, 2006) à 30 mm pour de la glace avec des pénitents (Wagnon, 1999). Il n'est pas évident que les longueurs de rugosité de la neige transformée et de la glace soient vraiment différentes. L'état de surface (présence de bédrières, d'infractuosités, alternances neige/glace) prime plutôt sur la valeur de ce paramètre.

Dans notre modèle, une variation de longueur de rugosité de la neige a une influence plus importante sur le bilan de masse annuel que la même variation de longueur de rugosité sur la glace. La longueur de rugosité utilisée pour la neige va, en effet, conditionner la position de la ligne de neige et donc le passage à la glace.

Enfin, il pourrait être intéressant d'introduire dans le modèle des longueurs de rugosité variables en fonction de l'état de la neige (fraîche, âgée) et de l'épaisseur du manteau (Brock *et al.*, 2000). Il faudrait, cepen-

dant, pour cela être capable d'évaluer auparavant le champ de vent et la paramétrisation des flux turbulents sur le glacier.

Autres biais météorologiques

Le forçage météorologique fourni par SAFRAN n'est pas représentatif de l'atmosphère locale du glacier puisque SAFRAN n'a pas été originellement conçu pour cette utilisation ni pour cette échelle (cf. coefficients multiplicateurs pour les précipitations). De l'étude précédente, nous pouvons conclure que la méthode d'assimilation et de forçage développée permet d'obtenir une meilleure représentation de la variabilité spatiale et temporelle de l'albédo de surface du glacier. Cette méthode permet de corriger certains biais dans le forçage météorologique utilisé (précipitations solides) et/ou ceux présents dans la paramétrisation des flux d'énergie de surface. Elle permet d'améliorer dans la plupart des situations la simulation du bilan de masse spatialisé annuel.

Cependant, l'amélioration n'est pas systématique. En effet, l'amélioration apportée sur la valeur de l'albédo et donc du rayonnement courtes longueurs d'ondes incident peut parfois, et c'est le cas pour l'année 2002-2003 par exemple, corriger une erreur qui en compensait d'autres. De manière générale, la méthode développée est plus apte à corriger une sous-estimation de la fonte qu'une sur-estimation de celle-ci. En effet, le passage de la ligne de neige nous donne une information importante sur l'épaisseur et nous permet de réduire un manteau neigeux trop épais. Dans le cas d'une sur-estimation de la fonte sur la glace, l'albédo observé ne nous donne pas d'information sur l'épaisseur qui a déjà fondu et le processus est plus irréversible.

La méthode permet donc de corriger des erreurs non systématiques qui provoqueraient une sous-estimation de la fonte. Dans le cas d'un biais (sur le forçage météorologique ou sur les flux d'énergie de surface) qui causerait une sur-estimation de la fonte (valeur de vent trop forte, température trop élevée), la méthode ne permet pas d'obtenir une meilleure simulation du bilan de masse spatialisé.

Des méthodes d'assimilation ont été développées permettant de détecter et de corriger les biais du modèle durant l'assimilation de données (Dee, 2003). Il serait intéressant d'approfondir cette voie.

Comme le montre l'annexe D, il serait également intéressant d'éventuellement raffiner le schéma de discrétisation verticale de SAFRAN en assimilant par exemple des données satellitaires et ce pour permettre une meilleure estimation des paramètres météorologiques à haute altitude.

5.5 Limites de la méthode et conclusions

Au cours de ce chapitre, nous avons évalué des champs météorologiques moyenne échelle pour une application sur le glacier de Saint Sorlin, développé et testé une méthode d'assimilation variationnelle des données d'albédo, adapté cette méthode pour la simulation du bilan de masse spatialisé d'un glacier et évalué son impact sur la simulation du bilan de masse spatialisé.

Les résultats ont montré que la méthode d'assimilation des données d'albédo permettait une représentation non biaisée pour trois des cinq années hydrologiques étudiées. L'erreur quadratique moyenne est de 0.48 m w.e. pour les cinq années d'études et les 143 points de mesures. Sans assimilation, l'estimation du bilan de masse est biaisé et possède une erreur quadratique moyenne de 0.81 m w.e. L'utilisation de données d'albédo apporte beaucoup sur la précision et l'incertitude des simulations car l'albédo a une forte rétroaction positive sur le bilan d'énergie de surface. Le modèle testé ici présente des biais dont nous avons identifié les sources possibles comme le rayonnement descendant grandes longueurs d'onde d'une part et le champ de vent et les

flux turbulents d'autre part. L'incertitude induite par ces champs, limitent, dans certains cas, l'efficacité de l'algorithme développé et mériteraient par la suite de faire l'objet d'une étude plus approfondie.

Deux types de données assimilées ont été testées, avec des résolutions spatiales de 250 m pour les images MODIS et 10 m pour les photographies terrestres. L'impact du changement de résolution est marqué, en particulier parce qu'il permet une estimation plus fine de la position de la ligne de neige.

Les limites de la méthode sont sans doute imputables à l'utilisation de forçages météorologiques à une échelle supérieure à celle du glacier et à la sensibilité d'un modèle de bilan d'énergie à la qualité du forçage météorologique. Une amélioration possible de ce point serait par exemple l'assimilation des données de l'AWS de la moraine de Saint Sorlin. SAFRAN est en effet peu contraint par les observations qui sont souvent absentes à ces altitudes.

Ces limitations offrent aussi des avantages dans la mesure où l'utilisation de données moyenne échelle permet d'étendre l'étude à plusieurs années et à d'autres glaciers, les images MODIS possédant une étendue spatiale importante et une résolution temporelle suffisante.

Enfin, si la méthode d'assimilation apporte beaucoup sur la simulation du bilan de masse, la spatialisation de cette variable était déjà (abstraction faite des biais) assez convaincante sans assimilation. De plus, l'utilisation d'un coefficient correcteur moyen des précipitations sur tout le glacier à la place de la version spatialisée de ce coefficient ne dégrade pas dramatiquement les résultats. En d'autres termes, les forçages moyenne échelle et la spatialisation induite par l'utilisation d'une grille de points, i.e. l'utilisation des paramètres topographiques (altitude, pente, orientation, masque) propre à chaque point, est suffisante pour obtenir une assez bonne représentation de la variabilité spatiale du bilan de masse sur le glacier d'étude. Ce résultat serait sans doute différent sur un glacier plus étendu où la variabilité spatiale du bilan de masse est plus importante. Dans ce dernier cas, la spatialisation des précipitations solides et la résolution des cartes d'albédo assimilées pourraient s'avérer encore plus déterminants.

Nous avons donc répondu à la problématique initiale de ce chapitre en montrant que l'assimilation d'observations d'albédo permettait d'obtenir une bonne estimation du bilan de masse du glacier de Saint Sorlin pour les cinq années hydrologiques étudiées. Cette étude soulève aussi un certain nombre de questions qui dépassent parfois le cadre de ce travail de thèse et que nous aurions aimé mieux approfondir mais que nous garderons pour des travaux futurs.

Notre méthode offre de larges perspectives puisqu'elle est applicable sur de grandes étendues géographiques et permettrait donc la reconstruction sur 10 ans du bilan de masse spatialisé de plusieurs glaciers tempérés et ainsi, potentiellement, une meilleure compréhension des processus physiques mis en jeu. De plus, le développement de la méthode d'assimilation variationnelle permettrait d'évaluer différents schémas de paramétrisation de l'albédo utilisé dans CROCUS. On pourrait également penser à l'assimilation du contenu en impuretés, information portée par les bandes spectrales d'albédo ou encore à l'assimilation d'autres observations satellitales avec un schéma similaire comme l'équivalent en eau ou la longueur de rugosité provenant de données RADAR.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

La neige et la glace sont d'une importance primordiale dans le bilan d'énergie de surface de la terre. L'albédo de ces surfaces est une variable clef de leur bilan d'énergie et possède une forte rétroaction positive sur celui-ci. Dans le contexte actuel de changement climatique, la compréhension des interactions complexes entre l'albédo et le climat est une question essentielle.

L'objectif de ce travail de thèse était d'apporter des éléments de réponse aux deux problématiques suivantes :

- Comment améliorer la mesure et l'étude des variations spatiales et temporelles de l'albédo d'une surface enneigée ou englacée à partir de données de télédétection ?
- Le suivi des variations de l'albédo permet-il l'estimation du bilan de masse d'un glacier tempéré ?

Afin de répondre à ces problématiques, mon travail de thèse est parti de l'étude détaillée de la réflectance bidirectionnelle de la neige pour aboutir à l'estimation du bilan de masse spatialisé d'un glacier tempéré en passant par le développement d'un opérateur d'assimilation des données d'albédo.

Dans ce chapitre, nous reprenons domaine après domaine les grandes conclusions de ce travail et les perspectives qu'elles nous offrent.

6.1 Réflectance de la neige et de la glace (Chapitre 2)

La valeur de l'albédo d'une surface naturelle résulte de l'interaction d'un rayonnement incident provenant de l'atmosphère avec le milieu considéré. Les différentes grandeurs liées à la réflectance sont donc fonction des différents domaines angulaires et spectraux que l'on considère, d'une part, pour le rayonnement incident et d'autre part, pour le rayonnement réfléchi.

On peut ainsi définir des grandeurs spectrales :

- la réflectance bi-directionnelle pour laquelle le rayonnement réfléchi et l'éclairement sont tous deux pris dans des angles solides infinitésimaux ;
- l'albédo spectral pour lequel l'éclairement est collimaté mais le rayonnement réfléchi est intégré sur toutes les directions de l'hémisphère.

Le rapport entre ces deux valeurs, ou facteur d'anisotropie, permet une bonne compréhension de la répartition angulaire du rayonnement réfléchi.

Parmi les grandeurs intégrées spectralement, l'albédo bolométrique correspond à l'intégration de l'albédo spectral convolué à l'éclairement solaire et apparaît dans le bilan énergétique d'une surface.

Ces différentes réflectances (directionnelle, hémisphérique, spectrale, large-bande ...) sont sensibles aux propriétés physiques du milieu et du rayonnement incident. Nous avons pu montrer que les propriétés de ces réflectances sont en grande partie dirigées par l'absorption, i.e. par la partie imaginaire de l'indice de réfraction de la glace ou coefficient d'extinction, comme résumé sur la figure 2.13. Les propriétés de diffusion simple des diffuseurs (souvent les grains de glace), à savoir l'albédo de diffusion simple et la fonction de phase de diffusion simple, influent aussi de manière significative sur la valeur des réflectances.

A partir des mesures de BRDF présentées dans Dumont *et al.* (2010) et de différentes études sur les propriétés optiques de la neige (Wiscombe & Warren, 1980; Warren & Wiscombe, 1980; Warren, 1982, 1984; Dozier *et al.*, 2009; Gardner & Sharp, 2010), nous avons pu montrer que deux domaines spectraux peuvent être séparés, dans le spectre solaire, pour décrire les propriétés optiques de la neige et de la glace.

- Pour les longueurs d'onde inférieures à $1\ \mu\text{m}$, l'absorption est faible. L'albédo spectral est donc élevé et le comportement de la surface est proche de l'isotropie. Un effet d'ombre pour les angles d'observation rasants est cependant observé, dû aux diffusions multiples.
- Pour les longueurs d'onde supérieures à $1\ \mu\text{m}$, l'absorption est forte. L'albédo spectral est donc faible et le comportement de la surface peut être très anisotrope, avec un pic de diffusion vers l'avant d'autant plus marqué que l'absorption est forte. La fonction de phase de diffusion simple, et donc la forme et la taille des diffuseurs, joue un rôle significatif sur les valeurs de l'albédo spectral et du facteur d'anisotropie.

La transition entre ces deux domaines spectraux n'est pas brutale et la limite entre ces domaines n'est pas fixe au sens où l'angle d'incidence de l'éclairement a un effet important sur la profondeur de pénétration de l'onde dans le milieu. En d'autres termes, pour un angle d'incidence rasant, l'onde pénètre moins dans le milieu et le facteur d'anisotropie se rapproche donc de ce que l'on obtient dans les longueurs d'ondes fortement absorbantes tandis que l'albédo spectral s'élève. Le comportement est inverse pour une incidence normale à la surface.

Nous avons, ensuite, comparé les mesures présentées dans cette étude aux résultats de simulation de différents modèles. Le modèle de transfert radiatif DISORT (Stamnes *et al.*, 1988) permet la simulation de l'albédo spectral de la neige sans prendre en compte l'influence de la forme des grains. Les deux autres modèles utilisés pour les simulations de BRDF (Picard *et al.*, 2008; Mishchenko *et al.*, 1999) donnent des résultats proches des mesures. Les différences entre mesure et simulation peuvent être expliquées par le fait qu'un manteau neigeux naturel contient une multitude de formes et de tailles de grains différentes.

Les mesures de BRDF sur la glace restent plus problématiques. Les valeurs d'albédo pour la glace sont plus faibles que pour la neige dans le visible et le proche infrarouge et l'anisotropie semble plus marquée sur tout le spectre. Cependant, ces résultats dépendent fortement des diffuseurs présents dans la glace. Sur un glacier, ces diffuseurs (bulles d'air, poussières) peuvent en effet être de nature et de tailles très différentes.

De même, un manteau neigeux naturel contient des impuretés. Ces impuretés ont pour principal effet de considérablement augmenter l'absorption du milieu dans les longueurs d'onde visible et proche infrarouge. Elles diminuent donc fortement l'albédo spectral dans ces longueurs d'onde et le comportement angulaire se rapproche alors de celui du milieu pour les longueurs d'onde originellement plus absorbantes (anisotropie plus marquée).

Cette étude montre, en définitive, que considérer la neige et la glace comme des surfaces lambertiennes induit une erreur non négligeable dans le calcul de l'albédo à partir de mesures angulaires et nous proposons

ainsi des valeurs de facteurs d'anisotropie permettant de corriger cette erreur.

Ce travail ouvre aussi de nombreuses perspectives. Les mesures de réflectance bi-directionnelle sur la neige que nous avons réalisés, pourraient, dans le futur, permettre d'évaluer la pertinence des modèles et paramétrisations de réflectance bi-directionnelle.

Dans un deuxième temps, de nouvelles mesures avec le spectro-gonioradiomètre concomitantes à des mesures précises des propriétés physiques de la neige observée, à savoir la surface spécifique, le contenu et le type d'impuretés et l'albédo spectral, pourraient permettre d'évaluer plus finement encore et d'améliorer les modèles et paramétrisations existantes.

6.2 Détermination de l'albédo de surface d'un glacier par télédétection (Chapitres 3 et 4)

Comme nous l'avons montré dans la partie précédente, l'hypothèse lambertienne conduit à des erreurs non négligeables lors de la détermination de l'albédo par télédétection et nous avons proposé des coefficients permettant de prendre en compte l'anisotropie du rayonnement réfléchi par la neige. Ceci nous permet d'établir une méthode de détermination de l'albédo de surface d'un glacier par télédétection.

Les variations spatiales et temporelles de l'albédo de surface d'un glacier sont, en effet, élevées. La surface évolue ainsi de la neige fraîche (0.9) à la glace recouverte de débris (0.15). La télédétection terrestre ou spatiale s'avère donc être un outil précieux pour l'étude de ces variations.

Toutefois, l'utilisation de la télédétection pour la détermination de l'albédo en régions montagneuses se heurte à quelques difficultés liées à la forte variabilité topographique et aux propriétés radiatives des surfaces observées.

- La forte variabilité topographique induit des réflexions multiples qui contribuent de manière non négligeable au rayonnement incident.
- Les mesures par télédétection sont directionnelles au sens où le capteur ne mesure l'intensité réfléchie que dans une seule direction. Or le rayonnement réfléchi par la neige ou la glace est anisotrope. Le passage d'une mesure directionnelle à une valeur hémisphérique, qui nous intéresse dans le cadre d'une étude énergétique, n'est donc pas immédiat.
- Enfin, les mesures par télédétection sont spectralement discrètes. Dans le cadre des études de bilan d'énergie, c'est la valeur sur l'ensemble du spectre solaire qui nous intéresse. C'est pourquoi il est nécessaire de mettre au point une méthode de conversion bandes étroites à bande large.

Nous avons proposé une solution à ces différentes problématiques et développé une méthode de détermination de l'albédo d'un glacier à partir de données de télédétection. Cette méthode prend en compte, par un calcul itératif, les réflexions multiples en terrain accidenté (Sirguey, 2009a). L'anisotropie du rayonnement de la glace et de la neige est corrigée à l'aide des mesures de réflectance bi-directionnelle présentées dans le chapitre 2. Enfin, la conversion bandes étroites à bande large est effectuée grâce au modèle de transfert radiatif DISORT à l'aide duquel nous avons construit une base de données d'albédo spectral pour différents types de neige et de glace (Stamnes *et al.*, 1988).

La méthode développée est de part sa construction, applicable à différents types de capteurs. Contrairement à d'autres méthodes existantes, elle permet de prendre en compte l'état atmosphérique à la date de la mesure.

Dans ce travail, nous avons développé le traitement des photographies terrestres visibles et proche-infrarouges et celui des données de l'imageur MODIS. Les deux types de données sélectionnées possèdent des avantages et des inconvénients. Pour les photographies terrestres, la résolution est élevée (10 m) mais seulement six bandes spectrales sont disponibles sur une partie limitée du spectre solaire. Pour les images MODIS, la résolution spatiale est moyenne (250 m), mais l'information spectrale est répartie sur une grande partie du spectre solaire et représente mieux les deux domaines de variations de l'albédo spectral de la neige.

La méthode a alors été testée pendant deux étés (2008 et 2009) sur le glacier de Saint Sorlin (Massif des Grandes Rousses, France). Les résultats sont comparés à des mesures d'albédo large bande effectuées sur le terrain en deux points du glacier. Les cartes d'albédo issues de MODIS et des photographies terrestres sont également intercomparées. La précision de la méthode est évaluée à $\pm 10\%$ sur l'estimation de l'albédo large-bande. Pour les images MODIS, la méthode de conversion spectrale développée dans cette étude est comparée à d'autres méthodes existantes (Greuell & Oerlemans, 2004). La précision sur la valeur d'albédo obtenue est meilleure pour notre méthode. Les principales sources d'erreur identifiées sont liées au géoréférencement des images, à la résolution spatiale du modèle numérique de terrain utilisé et à l'éventuelle non détection des nuages hauts.

La méthode développée a été, ensuite, utilisée pour le traitement de dix années d'images MODIS sur le glacier de Saint Sorlin (2000-2010). Notre étude a montré que :

- En zone d'ablation, aucune tendance décroissante de l'albédo n'est observée durant cette décennie. Oerlemans *et al.* (2009) observent une décroissance de 0.32 à 0.15 pour la période de 2001 à 2006 sur le glacier du Morteratsch (Suisse). Ils attribuent cette décroissance à la déposition croissante de poussières en provenance des moraines latérales, qui prennent une importance croissante avec le recul glaciaire. Si cette tendance n'est pas observée sur Saint Sorlin, c'est parce que le front de ce glacier est relativement large par rapport à la superficie du glacier et que les moraines latérales sont peu développées.
- La valeur minimale de la moyenne de l'albédo sur l'ensemble du glacier, i.e. l'albédo moyenné sur l'ensemble du glacier le jour où la ligne de neige est très proche de la ligne d'équilibre, présente sur dix ans une forte corrélation avec la valeur du bilan de masse spécifique annuel ($r^2 = 0.95$). Cette corrélation s'explique physiquement par le fait que la valeur minimale de l'albédo moyen contient, entre autres informations, l'importance respective de la zone d'ablation et de la zone d'accumulation.

Le développement de ces méthodes basées sur des données de télédétection spatiale disponibles sur une large étendue géométrique ouvre de larges perspectives. D'une part, ces méthodes peuvent être appliquées sans modification à d'autres glaciers. Ceci permettrait de savoir si les conclusions établies pour notre glacier d'étude sont valables pour d'autres glaciers. La forte corrélation entre le bilan de masse annuel spécifique et l'albédo moyen minimal permettrait la mise en place d'une nouvelle méthode de reconstruction du bilan annuel spécifique d'un glacier tempéré à partir d'images satellitaires.

D'autre part, la méthode développée est parfaitement utilisable pour d'autres imageurs multispectraux (visible et infrarouge) comme MERIS ou LANDSAT. La méthode de conversion bandes-étroites à bande large utilisée laisse libre de choix du domaine spectral pour lequel on veut connaître l'albédo. Elle n'a été validée que sur l'intégralité du spectre solaire, une validation spectrale serait nécessaire et pourrait ouvrir d'autres perspectives. Ainsi, le principe de la méthode laisse entrevoir la possibilité de développement sur la même base d'algorithmes de détermination d'autres propriétés physiques du manteau neigeux, à condition que ces propriétés soient déterminantes sur la valeur de l'albédo spectral. On pourra travailler par exemple sur la détermination de la surface spécifique ou de la quantité d'impuretés. Ce dernier développement nécessiterait

par contre, le raffinement de la base de données d'albédo spectraux et des coefficients correcteurs pour la BRDF.

6.3 Assimilation de données d'albédo pour la simulation du bilan de masse spatialisé d'un glacier tempéré (Chapitre 5)

Les chapitres 3 et 4 soulignent, une fois de plus, l'apport potentiel de la télédétection pour l'étude des zones enneigées et englacées et l'importance de l'albédo sur le bilan de masse glaciaire.

L'albédo contrôle, en effet, une grande partie de l'énergie absorbée par le manteau et donc potentiellement disponible pour la fonte. Il possède, de plus, une forte rétroaction positive sur le bilan d'énergie de surface. Plus l'albédo est élevé, moins la quantité d'énergie absorbée est importante, plus l'albédo reste élevé.

Notre objectif est ainsi d'assimiler des données d'albédo dans un modèle de neige pour permettre d'améliorer l'estimation du bilan de masse spatialisé d'un glacier tempéré.

Pour cette étude, nous avons choisi d'utiliser les forçages météorologiques moyenne échelle de SAFRAN (Durand *et al.*, 1993), le modèle de neige CROCUS (Brun *et al.*, 1989, 1992) et les cartes d'albédo du glacier déterminées à l'aide de la méthode exposée dans les chapitres 3 et 4. L'étude est toujours menée sur le glacier de Saint Sorlin et durant cinq années hydrologiques.

Dans un premier temps, la qualité des forçages météorologiques a été évaluée grâce aux mesures d'une station automatique sur la moraine du glacier et pour les précipitations grâce aux mesures d'accumulation hivernale. Cette étude révèle une sur-estimation systématique du rayonnement grandes longueurs d'onde descendant par faible nébulosité et une sous-estimation des précipitations solides en hiver. Des méthodes de corrections ont donc été établies pour ces deux variables.

Dans un second temps, une méthode d'assimilation variationnelle est développée pour l'assimilation des données d'albédo dans le manteau neigeux simulé par CROCUS. Cette méthode est testée et validée ponctuellement au site du Col de Porte sur un manteau neigeux saisonnier (Isère, France). Elle est ensuite adaptée au cas d'un glacier avec, entre autres, la mise en place d'un algorithme de forçage sur la glace.

La méthode d'assimilation est ensuite couplée à une version spatialisée de SAFRAN-CROCUS adaptée à la modélisation du bilan de masse spatialisé du glacier de Saint Sorlin. Elle est évaluée durant cinq années hydrologiques en assimilant successivement les cartes issues des images MODIS (pour toutes les années) et celles issues de photographies terrestres (pour les deux années où elles sont disponibles).

Notre analyse montre que l'albédo simulé avec assimilation est systématiquement meilleur que sans assimilation aux points et pour les périodes de mesures disponibles. Pour le bilan de masse spatialisé, la simulation avec assimilation des cartes issues des images MODIS donne un résultat non biaisé pour trois des cinq années étudiées. L'erreur quadratique moyenne sur l'ensemble des années est de 0.5 m w.e. (précision de la mesure 0.2 m w.e.). Le biais négatif pour l'année 2002-2003 est peut être expliqué par des vitesses de vent élevées qui amplifient l'effet des flux turbulents et par une sur-estimation du rayonnement grandes longueurs d'onde descendant non prise en compte dans notre correction. Le biais positif pour l'année 2007-2008 (réduit dans le cas de l'assimilation d'images MODIS) disparaît si l'on utilise les photographies terrestres qui permettent une détermination plus fine de la ligne de neige.

En résumé, la méthode propose une bonne représentation du bilan de masse spatialisé du glacier de Saint Sorlin. Les points bloquants restent le rayonnement descendant grandes longueurs d'onde en lien avec la nébulosité d'une part, le vent à travers les flux turbulents d'autre part.

Afin d'évaluer la contribution des différents flux du bilan d'énergie en terme d'intensité et de variabilité, nous avons ensuite analysé les différents termes du bilan énergétique de surface simulé en deux points du glacier, un situé en zone d'ablation et l'autre en zone d'accumulation. Sur l'ensemble des deux périodes, le bilan net courtes longueurs d'onde constitue le terme prépondérant de la somme des flux atmosphériques et explique la majeure partie de la variabilité de cette somme.

L'utilisation de méthode d'assimilation similaire est envisageable pour d'autres observations nivologiques comme l'équivalent en eau ou la rugosité de surface à partir de données RADAR et laisse envisager de nouvelles perspectives quant à la reconstruction du bilan de masse spatialisée d'un glacier ou de la couverture nivale.

De manière plus générale, j'ai donc par ce travail apporté des éléments de réponse aux problématiques initiales en proposant un outil global utilisable à petite et moyenne échelles pour l'estimation des variations spatio-temporelles de l'albédo de surface des zones enneigées et englacées à partir de données de télédétection et celle du bilan de masse spatialisé d'un glacier tempéré. Cet outil a été testé sur le glacier de Saint Sorlin.

Notre méthode offre de larges perspectives puisqu'elle est applicable sur de grandes étendues géographiques. Elle permet donc d'étendre les estimations d'albédo et de bilan de masse à de nombreuses zones (parfois difficiles d'accès) et permettrait la reconstruction sur 10 ans du bilan de masse spatialisé d'un glacier tempéré dont on n'aurait pas de mesures au sol. Elle permettrait ainsi de mieux connaître les variations spatiales et temporelles du bilan de masse (et donc l'équivalent en eau de fonte) de différents glaciers, de mieux dégager les processus déterminants dans ce bilan de masse et de mieux appréhender la sensibilité du bilan de masse des glaciers à un signal climatique.

Outre les glaciers, cette méthode peut également permettre de mieux représenter l'évolution du manteau neigeux. Elle permet en effet de prendre en compte des phénomènes qui ne sont pas encore bien modélisés. A petite échelle, la neige transportée par le vent a, par exemple, un albédo différent de celle qui n'a pas été soufflée puisque le vent modifie les propriétés physiques des grains de neige (Domine *et al.*, 2009; Corripio *et al.*, 2004). L'expérience montre (e.g. section 5.1.2)) que la quantité de neige qui s'accumule sur un glacier est supérieure à celle qui est prédite par les modèles météorologiques tels que SAFRAN. Les méthodes développées dans ce travail, et en particulier à partir des données à haute résolution spatiale permettraient de détecter les zones où la neige a été déposée directement de celles où elle a été transportée par le vent (Corripio *et al.*, 2004). L'assimilation de données d'albédo pourrait ensuite permettre par exemple de prendre en compte indirectement ce phénomène de transport.

De plus, l'assimilation de données d'albédo par bandes spectrales permet l'introduction d'une représentation du contenu en impureté de la neige. A grande échelle, on peut ainsi penser à l'implémentation d'une telle méthode pour un modèle de neige forcé avec des données météorologiques grande échelle. Une telle

application pourrait permettre l'étude de l'évolution des grandes étendues neigeuses de Nord de l'Asie par exemple et de l'impact des impuretés sur leur surface.

Les perspectives de ce travail s'inscrivent donc dans le cadre de la meilleure compréhension des interactions complexes entre l'albédo, le bilan d'énergie de surface et le climat.

Annexe A

Mesure de BRDF sur la glace

Des mesures de réflectance bidirectionnelle sur un échantillon de glace naturelle ont été effectuées avec le spectro-gonioradiomètre du LPG (Brissaud *et al.*, 2004). L'échantillon de glace a été prélevé sur le glacier d'Argentière (massif du Mont Blanc, France) et contient quelques bulles d'air et des minéraux. Il est de forme cylindrique avec un diamètre d'environ 30 cm et une hauteur d'environ 20 cm.

Cette étude est préliminaire et basée sur des mesures réalisées sur un seul échantillon de glace.

A.1 Difficultés expérimentales

La taille de l'échantillon étant limitée à une hauteur de 20 cm environ et le rayonnement ayant tendance à pénétrer plus profondément (moins de diffuseurs) dans la glace que dans la neige dans le visible et le proche infrarouge, la mesure dans ces longueurs d'onde reste problématique comme illustré sur la figure A.1.

D'après l'expérience indiqué sur la figure A.1, la mesure n'est donc vraiment représentative qu'à partir de 900 nm. Par la suite, un fond noir (absorbant) a été systématiquement placé sous l'échantillon.

A.2 Albédo spectral

La figure A.2 présente les valeurs d'albédo spectraux calculés à partir des mesures de réflectance sur la glace. Trois angles zénithaux d'incidence (0, 30 et 60°) ont été utilisés. Le spectre est beaucoup plus plat que pour une mesure sur la neige (fig. 2.5), et la valeur de l'albédo beaucoup moins élevé dans le visible et le proche infrarouge. On retrouve toujours le même sens de variations avec l'angle d'incidence. Toutefois, on remarque très peu de différences entre les valeurs à 0° et à 30°. Cela provient sans doute de l'utilisation d'extrapolation et d'interpolation pour le calcul de l'intégrale (eq. 2.2) comme il sera expliqué dans la suite.

A.3 Facteur d'anisotropie

Les panneaux A.3 et A.4 présentent les valeurs de facteurs d'anisotropie obtenues à partir des mesures pour trois valeurs de θ_i et trois longueurs d'onde différentes (0.6, 1 et 1.5 μm). Les caractéristiques angulaires et spectrales du facteur d'anisotropie sont, de prime abord, similaires à celles présentées pour la neige dans Dumont *et al.* (2010) (section 2.3.6).

Le facteur d'anisotropie augmente tandis que la profondeur de pénétration diminue (et donc avec la longueur d'onde et l'angle d'incidence). Les longueurs d'onde visibles sont marquées par un effet d'ombre

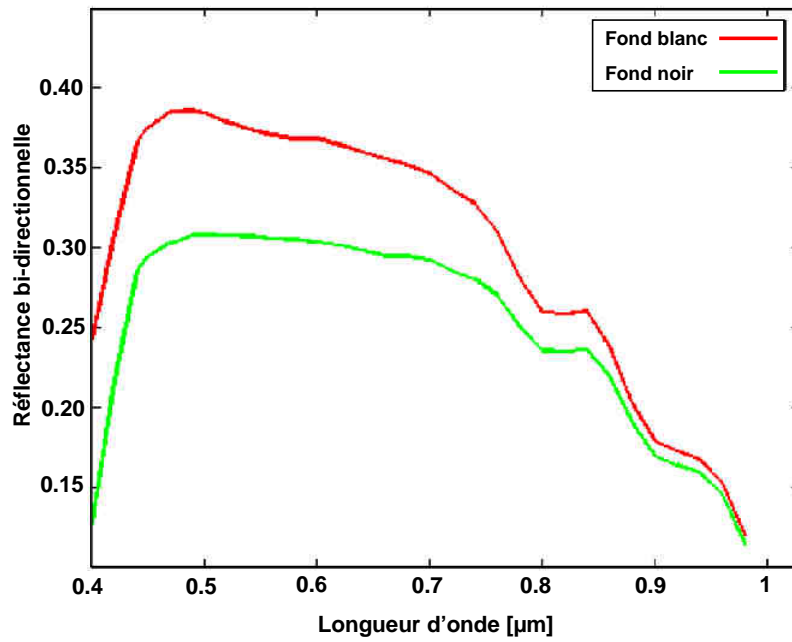


FIGURE A.1: **Mesure de réflectance bidirectionnelle sur la glace.** Les deux courbes représentent les réflectances mesurées avec un faisceau incident à 0° et une observation définie par $\theta_v = 30^\circ$ et $\phi = 0^\circ$. Un fond blanc et un fond noir ont été alternativement placé sous l'échantillon pour cette expérience.

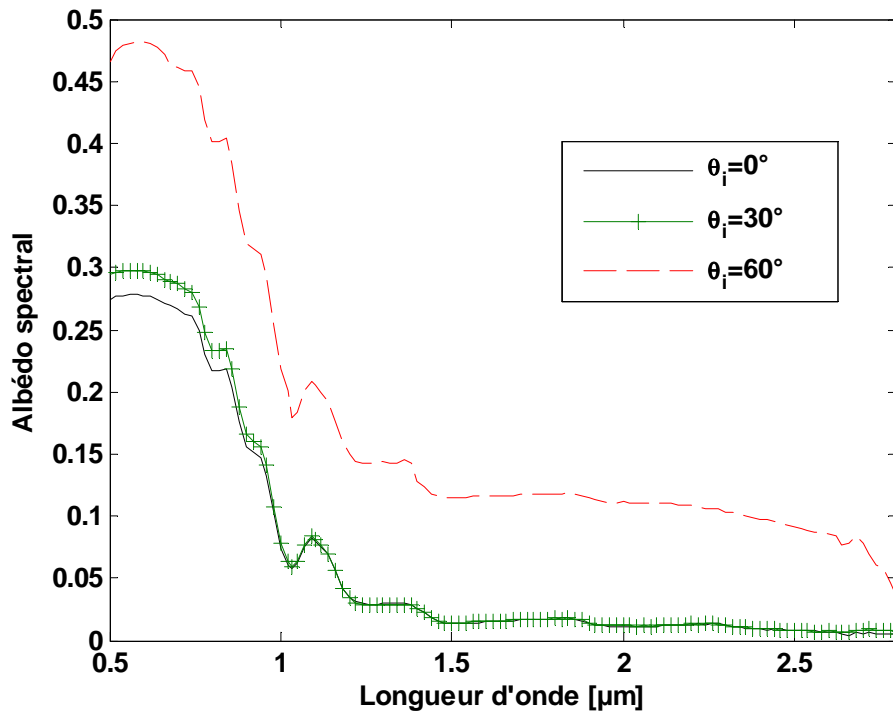


FIGURE A.2: **Albédo spectral de la glace.** Albédo spectral de la glace calculé par interpolation et extrapolation des mesures de réflectance bi-directionnelle. Trois angles zénithaux d'incidence différentes (0 , 30 et 60°) sont représentés sur le graphique.

sur les angles d'observation rasants (*darkening at grazing angle*, Dumont *et al.*, 2010) tandis que dans le moyen infrarouge, le pic de diffusion avant est très marqué.

En comparaison avec les valeurs obtenues sur la neige, on remarque que la gamme de facteur d'anisotropie

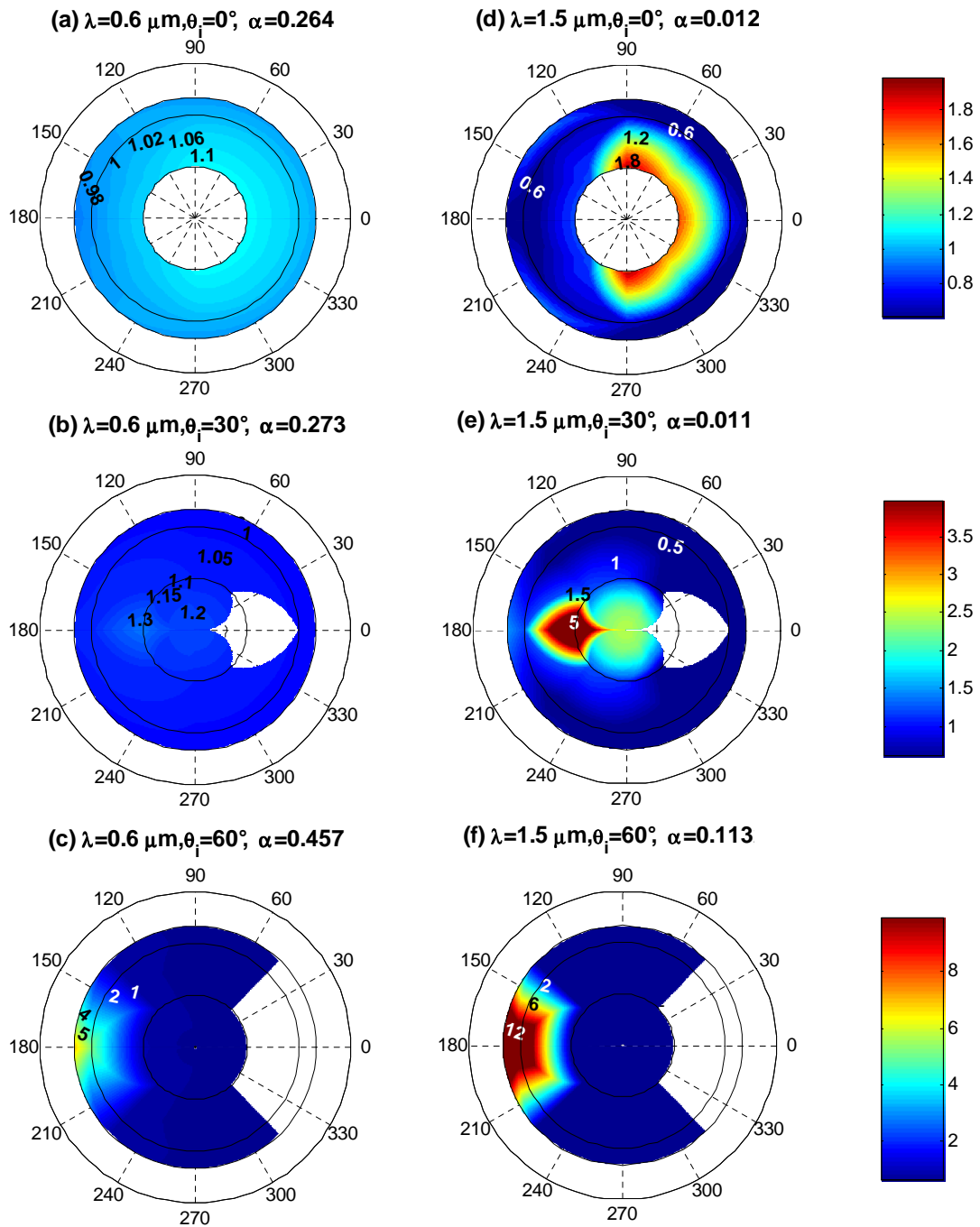


FIGURE A.3: **Facteur d'anisotropie de la glace à 0.6 et 1.5 μm .** Ces valeurs proviennent des mesures sur un échantillon de glace naturelle et présentent trois angles d'incidence différents : 0, 30 et 60°. Les valeurs d'albédo spectraux utilisées pour le calcul du facteur d'anisotropie sont indiquées au dessus de chaque graphique.

est plus étendue. Le pic de diffusion avant est donc attendu plus fort que pour la neige.

A.4 Conclusions

Au vu de ces mesures préliminaires, on fait les remarques suivantes pour l'échantillon de glace étudié.

- Les caractéristiques angulaires et spectrales du rayonnement réfléchi par la glace sont, à première vue, semblables à celle du rayonnement réfléchi par la neige. Ceci s'explique bien évidemment car les propriétés optiques de la glace et de la neige dépendent toutes deux de l'indice de réfraction de la glace.

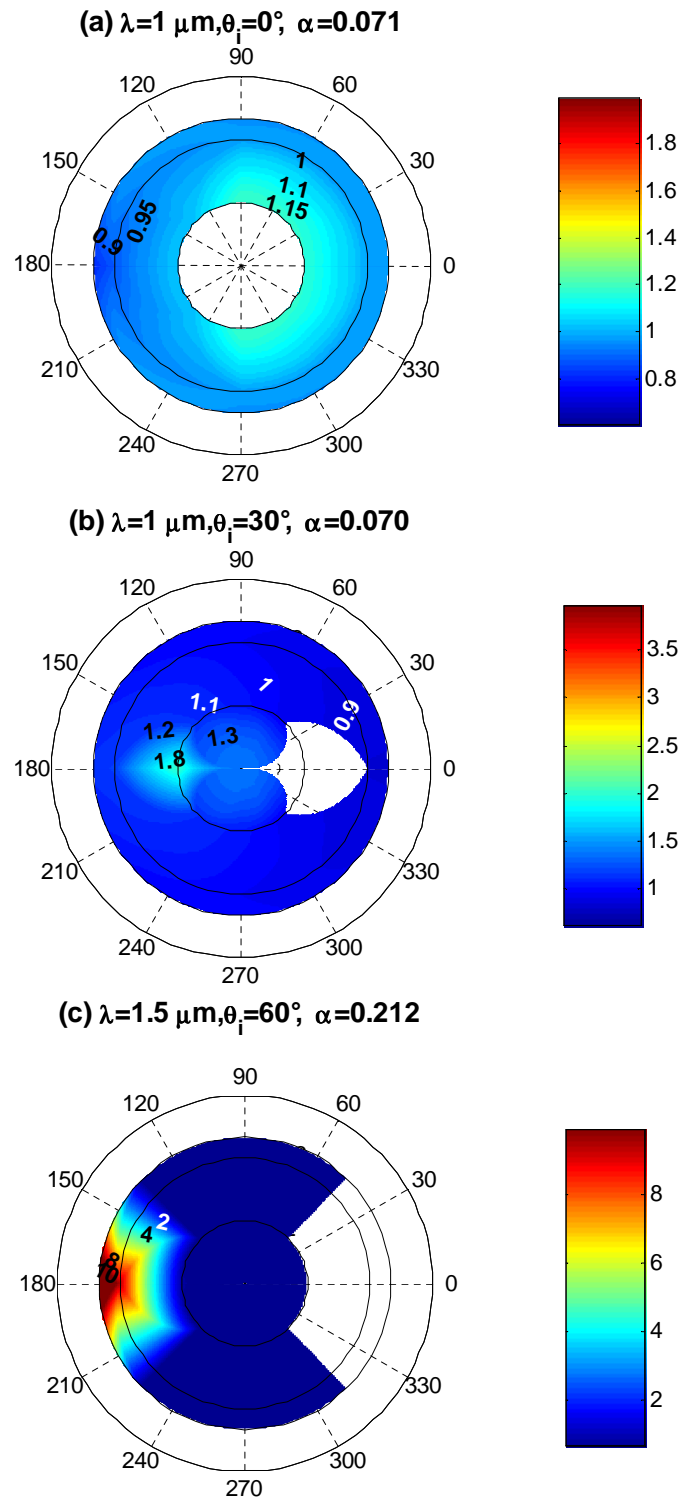


FIGURE A.4: **Facteur d'anisotropie de la glace à $1 \mu\text{m}$.** Ces valeurs proviennent des mesures sur un échantillon de glace naturelle et présentent trois angles d'incidence différents : 0, 30 et 60° . Les valeurs d'albédo spectraux utilisées pour le calcul du facteur d'anisotropie sont indiquées au dessus de chaque graphique.

- Certaines différences apparaissent pourtant, du fait que les diffuseurs présents dans les deux milieux sont différents. L'albédo spectral est nettement plus faible pour la glace dans les longueurs d'ondes visibles et proche infrarouges car il y a moins de diffuseurs. Ceci implique également que la profondeur de pénétration est plus grande pour la glace que pour la neige dans ces longueurs d'ondes. L'anisotropie dans le proche infrarouge est, par contre, beaucoup plus marquée sur la glace que sur la neige.

De ces différences, découlent un certain nombre de problèmes expérimentaux.

1. La taille de l'échantillon étant limitée, il est beaucoup plus difficile de s'approcher d'un milieu semi-infini pour la glace que pour la neige. Les mesures sont donc entachées des effets des bords et du fond de l'échantillon (fig. A.1).
2. L'anisotropie étant beaucoup plus marquée, le pic de diffusion avant prend des valeurs très fortes. Il est donc nécessaire d'utiliser un échantillonnage angulaire extrêmement fin pour les mesures sur la glace afin de reproduire cette forte variabilité. Avec un échantillonnage angulaire tel que celui utilisé dans cette étude, les erreurs sur l'étendue angulaire et l'intensité du pic de diffusion avant peuvent être importantes. Ceci implique des erreurs significatives lors de l'interpolation et de l'extrapolation des mesures pour le calcul de l'albédo spectral et donc entache d'une grande incertitude la valeur finale du facteur d'anisotropie.
3. Les effets de dépolarisation sont non négligeables sur la glace, une mesure précise nécessiterait donc des mesures de réflectance dans les différentes polarisations si le flux incident n'est pas parfaitement dépolarisé (B. Schmitt, communication personnelle) ce qui n'est pas le cas jusqu'à présent.

Annexe B

Angles definitions

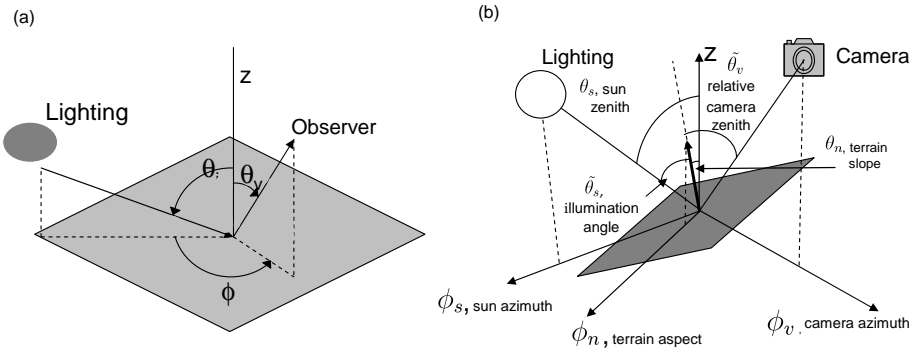


FIGURE B.1: (a) Geometric configuration of the lighting and observation directions. (b) Definition of the relative geometry between a glacier pixel, the sun, and the camera (adapted from Sirguey *et al.*, 2009.).

Let (S) be the frame of reference attached to the glacier where the z -axis is vertical and x -axis is northward. Let (\tilde{S}) be the frame of reference attached to a pixel of the glacier where the z -axis is the normal to the pixel, \mathbf{n} , and the x -axis is aligned with the azimuth of the sun.

Let \mathbf{s} be the vector defining the direction of the sun, \mathbf{v} be the vector defining the direction of the observation. Tilded angles are defined in the reference frame (\tilde{S}) .

The illumination angle, $\tilde{\theta}_s$, is the relative angle between \mathbf{s} and \mathbf{n} so that

$$\cos \tilde{\theta}_s = \mathbf{s} \cdot \mathbf{n} = \cos \theta_s \cos \theta_n + \sin \theta_s \sin \theta_n \cos(\phi_s - \phi_n). \quad (\text{B.1})$$

Similarly, the relative zenith observation angle, $\tilde{\theta}_v$, is defined by

$$\cos \tilde{\theta}_v = \mathbf{v} \cdot \mathbf{n} = \cos \theta_v \cos \theta_n + \sin \theta_v \sin \theta_n \cos(\phi_v - \phi_n). \quad (\text{B.2})$$

Finally the relative azimuth, $\tilde{\phi}_v$, between the sun and the observation can be computed using projections of \mathbf{s} and \mathbf{v} ($\tilde{\mathbf{s}}$ and $\tilde{\mathbf{v}}$) on the surface tangent to the pixel given by

$$\tilde{\mathbf{v}} = \mathbf{v} - (\mathbf{v} \cdot \mathbf{n})\mathbf{n} \quad \text{and} \quad \tilde{\mathbf{s}} = \mathbf{s} - (\mathbf{s} \cdot \mathbf{n})\mathbf{n}. \quad (\text{B.3})$$

Consequently,

$$\cos \tilde{\phi}_v = \frac{\tilde{\mathbf{v}} \cdot \tilde{\mathbf{s}}}{\|\tilde{\mathbf{v}}\| \|\tilde{\mathbf{s}}\|} \quad (\text{B.4})$$

which corresponds to

$$\cos \tilde{\phi}_v = \frac{\cos \theta_v \cos \theta_s + \sin \theta_v \sin \theta_s \cos(\phi_v - \phi_s) - \cos \tilde{\theta}_v \cos \tilde{\theta}_s}{\sin \tilde{\theta}_s \sin \tilde{\theta}_v}. \quad (\text{B.5})$$

Annexe C

Calibration des appareils photographiques

Cette annexe décrit, de manière détaillée, les méthodes qui ont été utilisées pour la calibration des appareils photographiques utilisés dans le Chapitre 3.

C.1 Introduction

Les deux appareils photographiques utilisés sont des boîtiers CANON EOS 400D. Le premier est un appareil classique et le second est un appareil modifié. Un filtre a été, en effet, installé sur le capteur de ce dernier de manière à supprimer la sensibilité aux longueurs d'onde du bas du spectre visible.

Ces deux appareils possèdent un capteur CMOS avec environ 10.10 méga pixels. La taille du capteur est de $22.2 \times 14.8 \text{ mm}^2$. Pour ces appareils photographiques, un filtre de Bayer (Fig. C.1) est placé sur le capteur divisant chaque groupe de quatre pixels en quatre pixels qui correspondent aux quatre canaux spectraux de l'appareil photographique (rouge, bleu et deux verts pour l'appareil non modifié).

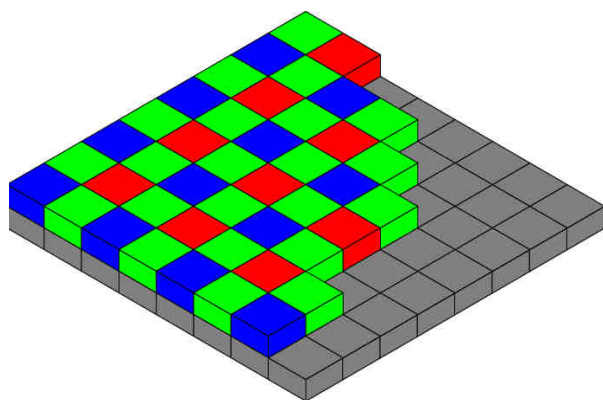


FIGURE C.1: Représentation schématique d'un filtre de Bayer sur un capteur.

Afin de s'affranchir d'éventuels filtres lors du post-traitement de la photographie, on utilise le logiciel IRIS (<http://astrosurf/buil>) qui à partir de l'image brute (.raw) sépare les quatre canaux et nous donne ainsi 4 images.

Chacun des appareils photographiques est équipé d'un objectif réglé sur une focale de 18 mm afin de pouvoir observer la quasi-totalité du glacier avec une seule photographie. Dans la suite, le réglage des appareils

photographiques (focale, temps d'exposition, ISO et ouverture) est gardé unique pour la calibration et l'utilisation puisque la calibration de l'appareil photographique (du moins en terme d'intensité) dépend de son réglage.

C.2 Mesure de la sensibilité spectrale

La première étape de la calibration est la mesure de la sensibilité spectrale de l'appareil photographique (Demircan *et al.*, 2000). Il s'agit de connaître les longueurs d'onde auxquelles sont sensibles chacun des canaux de l'appareil photographique. Cette mesure a été réalisée grâce au spectro-gonioradiomètre du LPG (Brissaud *et al.*, 2004). Cet appareil possède un monochromateur qui permet de générer n'importe quelle longueur d'onde du spectre solaire. Cette source, dont on connaît l'intensité, est prise en photographie pour chaque longueur. Le compte numérique de pixel de la photographie (moins l'offset qui correspond à l'absence de lumière) nous donne donc une indication (relative) sur la sensibilité spectrale à la longueur d'onde de la source.

La figure 1.9a) présente une représentation schématique des bandes de sensibilité spectrale pour les deux appareils photographiques obtenue à partir des mesures au LPG et la figure C.2 présente le résultat brut de ces mesures pour l'appareil photographique visible.

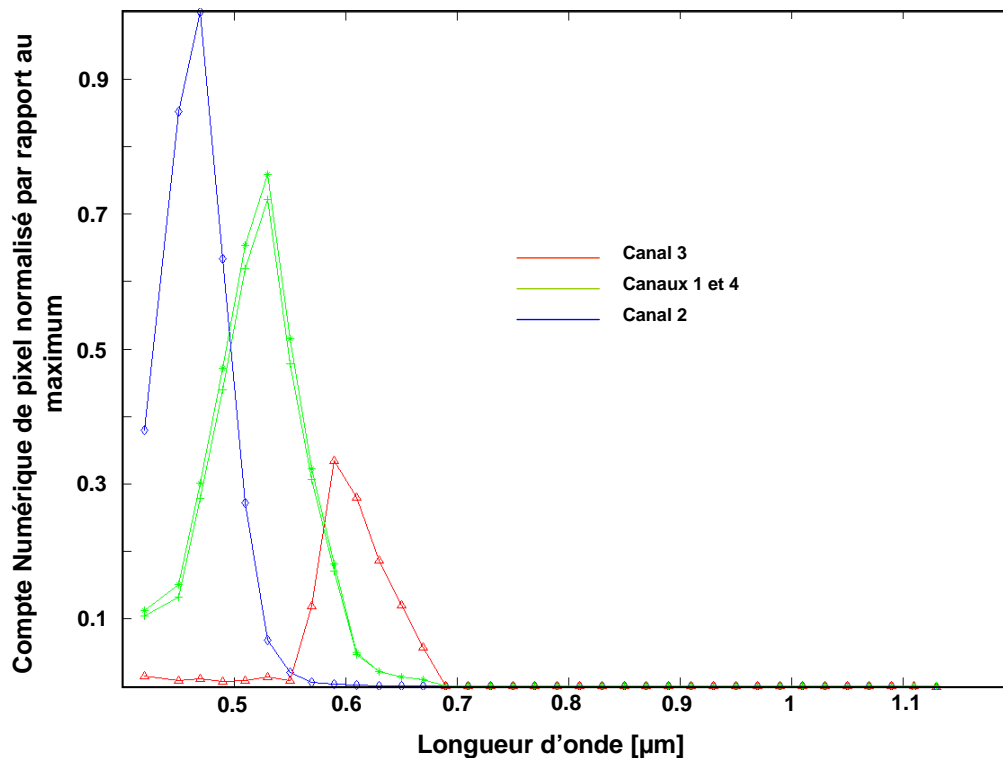


FIGURE C.2: **Sensibilité spectrale des appareils photographiques.** Sensibilité spectrale mesurée pour le CANON EOS 400D non modifié à l'aide du spectro-gonioradiomètre.

C.3 Mesure de la fonction de réponse

Le seconde étape de calibration est la mesure la fonction de réponse de l'appareil photographique (Grossberg & Nayar, 2004). La fonction de réponse relie le compte numérique de pixel à une irradiance [W m^2]

sr^{-1}].

Cette mesure est effectuée de la manière suivante. On dispose de 5 échantillons de spectralon (Labsphere®). Ces échantillons ont des réflectances spectrales connues variant de 99% à 10%. Ce sont, de plus, des surfaces parfaitement lambertiennes, i.e. elles réfléchissent la même quantité d'énergie quelque soit l'angle d'observation (cf. Chapitre 1). Une photographie de ces échantillons placés côte à côte (Figure C.3b) est prise en utilisant exactement le même réglage que pour une photographie sur le glacier. A côté des échantillons est placé un pyranomètre Kipp&Zonen qui mesure l'éclairement solaire incident large-bande au temps exact de la photographie. Le modèle SPCTRAL2 (Bird & Riordan, 1986) cumulé à cette mesure d'éclairement, nous permet de connaître l'éclairement spectral sur chaque échantillon. Comme ceux-là sont de réflectances connues, on est en mesure de connaître la quantité de rayonnement qui arrive sur le capteur de l'appareil photographique pour chaque canal. On peut ainsi relier le compte numérique de pixel à l'intensité.

La figure C.3a présente le résultat de cette calibration pour l'appareil modifié. Le réglage a été choisi de manière à ce que les comptes numériques de pixel ne dépassent pas 2/3 de leur valeur maximale. De ce fait, la réponse du capteur reste linéaire.

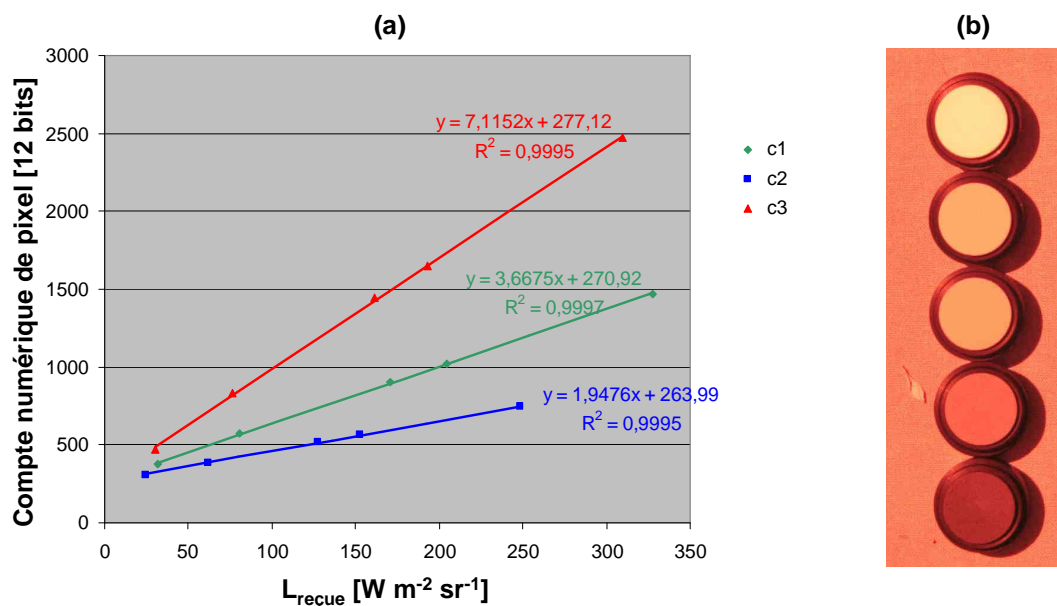


FIGURE C.3: **Fonction de réponse des appareils photographiques.** (a) Fonction de réponse de l'appareil 400D modifié pour chacun des canaux. (b) Photographie des 5 spectralons utilisés pour la calibration.

Annexe D

Evaluation des données SAFRAN sur la moraine du glacier de Saint Sorlin

Cette annexe présente la comparaison entre les données de la station météorologique (AWS) installée sur la moraine du glacier de Saint Sorlin à une altitude de 2725 m (section 1.1.3, figure D.1) et les variables météorologiques SAFRAN pour le massif des Grandes Rousses, une altitude de 2700 m et une orientation horizontale.

Elle a pour objectif de valider l'utilisation des données SAFRAN pour l'estimation du bilan de masse du glacier de Saint Sorlin.

Les comparaisons ont été effectuées en valeurs horaires (moyennes horaires pour les données de l'AWS) et moyenne journalière et pour les années hydrologiques 2005-2006, 2007-2008 et 2008-2009 où nous souhaitons faire une étude du bilan de masse. Les incertitudes de mesures sont données sur la figure D.1, d'après Six *et al.* (2008).

On effectue deux tests statistiques sur les grandeurs calculées :

- un test de student pour la significativité du biais, $t_1 = \frac{(m_{SAFRAN} - m_{AWS})\sqrt{n}}{\sqrt{\sigma_{AWS}^2 + \sigma_{SAFRAN}^2}}$ où n est le nombre de mesures, σ l'écart type et m la moyenne ;
- un test de significativité du coefficient de corrélation, r , de Pearson, $t_2 = \frac{r\sqrt{(n-2)}}{\sqrt{1-r^2}}$.

Pour le nombre d'échantillons de la population observée, la signification de ces deux tests est la suivante. Si $|t_1| > 1.96$ alors, m_{AWS} et m_{SAFRAN} sont significativement différentes au seuil de 0.05. Si $|t_2| > 1.96$, alors r peut être considéré comme significatif au seuil de 0.05.

De plus, nous étudions ici des séries temporelles. Une variable météorologique au pas de temps t est souvent corrélée à cette même variable au temps $t \pm 1...$. Afin de s'affranchir de cette corrélation, nous utilisons pour les deux tests non plus n le nombre d'échantillons, mais n^* défini comme suit (Quenouille, 1952).

$$n^* = \frac{n}{1 + 2 \sum_{i=1}^l r_{i,AWS} r_{i,SAFRAN}} \quad (D.1)$$

où les r_i représentent les coefficients de Pearson entre une série et la même série décalée de 1 ou plusieurs pas de temps. Dans nos calculs, nous avons utilisé un décalage allant de 1 à 4 pas de temps.

Les tableaux D.1 à D.9 présentent quelques grandeurs statistiques relatives à chacune des variables mesurées.

Un récapitulatif des résultats est proposé sur la figure D.2.



FIGURE D.1: **Station météorologique automatique sur la moraine du glacier de Saint Sorlin.** L'incertitude sur la mesure de température est de $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$, sur l'humidité relative de $\pm 1.5\%$, sur la vitesse du vent $\pm 0.3\text{ m s}^{-1}$, et sur les mesures de rayonnement, $\pm 3\%$ des flux. Incertitudes de mesures données par les constructeurs. Cliché : B. Jourdain

D.1 Température de l'air

TABLE D.1: **Comparaison entre les températures modélisées par SAFRAN et les observations $[\text{°C}]$.** m_{AWS} est la moyenne des mesures sur la période considérée, m est le biais modèle-mesure, q est l'écart type et r le coefficient de corrélation. Les valeurs statistiques sont calculées pour les valeurs horaires et les moyennes journalières. "hiver" correspond à la période allant du 1^{er} octobre au 30 avril et "été" à la période allant du 1^{er} mai au 30 août. Les deux séries "hiver" et "été" sont constituées avec les données des trois années d'étude.

	Valeurs horaires				Moyennes journalières	
	$m_{AWS} [\text{°C}]$	$m [\text{°C}]$	$q [\text{°C}]$	r	$q [\text{°C}]$	r
2005-2006	-0.61	0.45	1.05	0.9898	0.60	0.9965
2007-2008	-0.25	0.27	1.05	0.9859	0.62	0.9948
2008-2009	-0.86	0.32	1.01	0.9903	0.61	0.9903
3 ans	-0.57	0.34			0.61	0.9959
hiver	-1.14	0.33	1.10	0.9792	0.70	0.9911
été	5.19	0.37	0.95	0.9796	0.46	0.9944

Les données SAFRAN ne présentent pas de biais systématique significatif en terme de température (Tab. D.2, t_1). L'écart quadratique moyen n'est pas très éloigné de l'incertitude de mesure ($\pm 0.1^{\circ}\text{C}$) et la corrélation

TABLE D.2: **Tests statistiques sur les températures mesurées et modélisées.** Les tests appliqués sont décrits au début de cette annexe. On les calcule pour les valeurs horaires et pour les moyennes journalières. Les * signifient que le biais est significatif au seuil de 0.95 ou que la corrélation n'est pas significative au seuil de 0.05.

	Valeurs horaires		Moyennes journalières	
	t_1	t_2	t_1	t_2
3 ans	1.96	372	0.48	148
hiver	1.82	203	0.55	90
été	1.78	157	0.55	87

est élevée (Tab. D.2, t_2), en valeurs horaires et moyennes journalières.

D.2 Humidité relative

TABLE D.3: **Comparaison entre l'humidité relative modélisée par SAFRAN et les observations [%].** La signification des différentes grandeurs est identique à celle du tableau D.1.

	Valeurs horaires				Moyennes journalières	
	m_{AWS} [%]	m [%]	q [%]	r	q [%]	r
2005-2006	65.53	1.16	12.61	0.8837	7.41	0.9488
2007-2008	63.26	0.57	13.25	0.8771	7.21	0.9527
2008-2009	64.27	0.92	12.19	0.8786	6.65	0.9473
3 ans	64.44	0.88			7.10	0.9497
hiver	61.42	1.02	12.67	0.9044	7.39	0.9597
été	67.82	0.95	12.61	0.8166	6.91	0.9115

TABLE D.4: **Tests statistiques sur l'humidité relative mesurée et modélisée.** Les tests appliqués sont décrits au début de cette annexe. On les calcule pour les valeurs horaires et pour les moyennes journalières. Les * signifient que le biais est significatif au seuil de 0.05 ou que la corrélation n'est pas significative au seuil de 0.05.

	Valeurs horaires		Moyennes journalières	
	t_1	t_2	t_1	t_2
3 ans	1.55	112	0.75	75
hiver	1.19	93	0.57	63
été	1.19	50	0.62	32

Les données SAFRAN ne semblent pas non plus présenter de biais systématique en terme d'humidité relative (Tab. D.4, t_1). La dispersion est significative pour les valeurs horaires, elle est moindre sur les moyennes journalières (précision de la mesure $\pm 1.5\%$). Enfin, les coefficients de corrélation sont significatifs et élevés (test t_2) dans les deux cas.

La dispersion plus importante pour les valeurs horaires peut s'expliquer par des phénomènes locaux à grande variabilité temporelle comme la condensation le matin ou le soir. Il faut également rappeler que l'humidité relative est liée à d'autres phénomènes locaux comme les précipitations ou le vent.

D.3 Vitesse du vent

TABLE D.5: Comparaison entre la vitesse du vent modélisée par SAFRAN et les observations [$m s^{-1}$]. La signification des différentes grandeurs est identique à celle du tableau D.1.

	Valeurs horaires				Moyennes journalière	
	$m_{AWS} [ms^{-1}]$	$m [ms^{-1}]$	$q [ms^{-1}]$	r	$q [ms^{-1}]$	r
2005-2006	3.61	-1.80	2.57	0.4995	1.93	0.6021
2007-2008	3.85	-2.15	2.80	0.5339	2.05	0.6981
2008-2009	4.03	-2.08	2.99	0.4286	2.26	0.5682
3 ans	3.83	-2.05			2.08	0.6181
hiver	4.03	-1.93	2.84	0.4982	2.01	0.6583
été	3.73	-2.27	2.72	0.4910	2.14	0.6167

TABLE D.6: Tests statistiques sur l'humidité relative mesurée et modélisée. Les tests appliqués sont décrits au début de cette annexe. On les calcule pour les valeurs horaires et pour les moyennes journalières. Les * signifient que le biais est significatif au seuil de 0.05 ou que la corrélation n'est pas significative au seuil de 0.05.

	Valeurs horaires		Moyennes journalières	
	t_1	t_2	t_1	t_2
3 ans	*-38.28	36	*-18.47	19
hiver	*-25.49	28	*-13	17
été	*-27	21	*-12.54	11

Quant à la vitesse du vent, les résultats sont beaucoup moins probants. Les données SAFRAN présentent un biais significatif d'environ $-2 m s^{-1}$ et un coefficient de corrélation faible. Cela peut être imputé au fait que la vitesse du vent est une grandeur très locale, et fortement dépendante de la topographie autour du point de mesure. La station de mesure est, de plus, située sur une crête, ce qui biaise la comparaison.

Comme pour l'humidité relative, le vent catabatique provenant du glacier n'étant pas présent dans SAFRAN, une partie de la différence entre le modèle et la mesure peut être expliquée par ce phénomène.

D.4 Rayonnement courtes longueurs d'onde incident

La représentation du rayonnement courtes longueurs d'onde incident présente un biais systématique négatif (non significatif pour les valeurs journalières et horaires en été), ainsi qu'une très grande dispersion pour les valeurs horaires, moins importante mais encore significative pour les valeurs journalières (précision

TABLE D.7: **Comparaison entre le rayonnement incident courtes longueurs d'onde modélisé par SAFRAN et les observations** [$W m^{-2}$]. La signification des différentes grandeurs est identique à celle du tableau tableau D.1.

	Valeurs horaires				Moyennes journalière	
	m_{AWS} [$W m^{-2}$]	m [$W m^{-2}$]	q [$W m^{-2}$]	r	q [$W m^{-2}$]	r
2005-2006	179	-6.70	117	0.9002	41.95	0.9017
2007-2008	187	-15.44	108	0.9206	48.35	0.8669
2008-2009	183	-14.31	112	0.9128	42.49	0.9062
3 ans	183	-12.23			44.53	0.8908
hiver	142	-21.75	90.9	0.9243	32.99	0.8956
été	259	-3.83	139	0.9044	58.35	0.7655

TABLE D.8: **Tests statistiques sur le rayonnement incident courtes longueurs d'onde modélisé et mesuré.** Les tests appliqués sont décrits au début de cette annexe. On les calcule pour les valeurs horaires et pour les moyennes journalières. Les * signifient que le biais est significatif au seuil de 0.05 ou que la corrélation n'est pas significative au seuil de 0.05.

	Valeurs horaires		Moyennes journalières	
	t_1	t_2	t_1	t_2
3 ans	*-2.41	163	-1.54	33
hiver	*-4.08	136	*-2.86	26
été	-0.35	87.36	-0.54	19.89

de la mesure $\pm 3\%$ des flux). r est significatif et élevé parfois plus pour les valeurs horaires que pour les moyennes journalières, ce qui peut être dû à l'alternance jour-nuit.

Le biais négatif est beaucoup plus important en hiver qu'en été, ce qui laisse à penser que le rayonnement incident mesuré à la station météorologique provient non seulement de l'atmosphère mais aussi des réflexions sur les pentes avoisinantes enneigées ce qui expliquerait le signe du biais. De plus, la nébulosité locale explique une grande partie de la dispersion de ce flux. En hiver, la nébulosité est souvent liée aux dépressions bien représentées par le modèle tandis qu'en été, une partie de la nébulosité provient de bourgeonnements locaux très liés à la topographie d'où une possible explication de la meilleure corrélation en hiver qu'en été.

D.5 Rayonnement grandes longueurs d'onde descendant

Le rayonnement descendant grandes longueurs d'onde présente un biais positif significatif, un écart quadratique moyen bien supérieur à la précision de la mesure et un coefficient de corrélation assez faible mais significatif. La corrélation est beaucoup plus élevée en hiver qu'en été. Ce flux dépend de la nébulosité, de la quantité de vapeur d'eau et de la température. Comme indiqué précédemment, le biais sur la température et l'humidité relative sont faibles. Ceci indique que la nébulosité explique une grosse partie de ces résultats. La nébulosité est, en effet, une variable très locale et sa représentation par le modèle n'est donc pas à la

TABLE D.9: **Comparaison entre le rayonnement descendant grandes longueurs d'onde modélisé par SAFRAN et les observations** [$W m^{-2}$]. La signification des différentes grandeurs est identique à celle du tableau D.1.

	Valeurs horaires				Moyennes journalières	
	m_{AWS} [$W m^{-2}$]	m [$W m^{-2}$]	q [$W m^{-2}$]	r	q [$W m^{-2}$]	r
2005-2006	244	16.68	34.5	0.7921	23.07	0.8803
2007-2008	242	17.59	34.69	0.7545	22.98	0.8562
2008-2009	243	17.70	35.78	0.7355	24.18	0.8369
3 ans	243	17.30			23.38	0.8586
hiver	222	13.20	33.69	0.7611	22.23	0.8600
été	271	23.18	35.80	0.5207	23.66	0.6060

TABLE D.10: **Tests statistiques sur le rayonnement incident grandes longueurs d'onde modélisé et mesuré.** Les tests appliqués sont décrits au début de cette annexe. On les calcule pour les valeurs horaires et pour les moyennes journalières. Les * signifient que le biais est significatif au seuil de 0.05 ou que la corrélation n'est pas significative au seuil de 0.05.

	Valeurs horaires		Moyennes journalières	
	t_1	t_2	t_1	t_2
3 ans	*14.86	71	*4.90	29.22
hiver	*9.10	53	*3.92	28
été	*17	22	*8.70	11

même échelle spatiale que celle considérée par la station de mesure. Une comparaison détaillée en valeurs horaires montre que SAFRAN sur-estime systématiquement la radiation les jours de faible nébulosité. Ceci peut être imputé à une représentation inadéquate des nuages hauts et de la hauteur de ceux-ci ou de l'atmosphère haute (Y. Durand, communication personnelle). Cette remarque nous a permis d'établir un schéma de correction des grandes longueurs d'ondes (section 5.1.2).

D.6 Récapitulatif et conclusions

De cette étude, on peut donc conclure que SAFRAN fournit une très bonne représentation des variables relativement homogènes horizontalement comme la température et l'humidité relative. Les variables soumises à des variations de cause locale (nébulosité, topographie), à savoir les flux grandes et courtes longueurs d'onde et le vent présentent, par contre, un biais significatif et une dispersion souvent importante. Néanmoins, ces variables restent significativement corrélées aux mesures.

La variabilité inter-annuelle de ces constatations est faible pour les trois années d'étude.

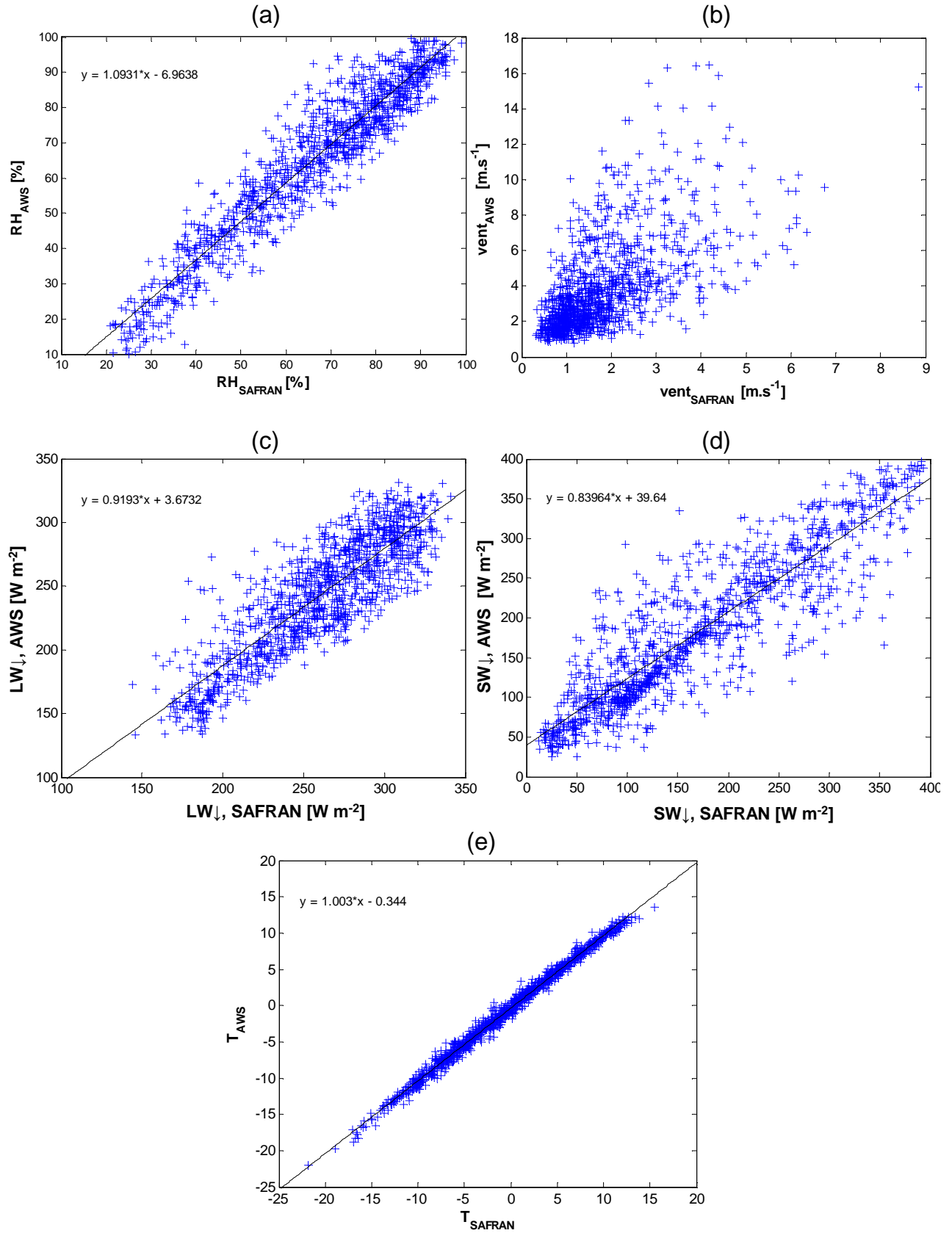


FIGURE D.2: **Comparaison entre les données SAFRAN et les mesures de la station météorologique.** Ces graphiques représentent, pour chacune des variables météorologiques, les grandeurs mesurées en fonction des grandeurs modélisées, en moyennes journalières et pour les trois années hydrologiques 2005-2006, 2007-2008 et 2008-2009. (a) Humidité relative (Relative Humidity) [%], (b) vitesse du vent [m s^{-1}], (c) flux grandes longueurs d'onde descendant [W m^{-2}], (d) flux courtes longueurs d'onde incident [W m^{-2}] et (e) température [$^{\circ}\text{C}$].

Annexe E

Notes brèves sur l'assimilation de données

Avant-propos: L'ensemble de cette section est adapté de Bouttier & Courtier (1999) et Bocquet (2005).

Une analyse est la production d'une estimation de l'état réel d'un système physique à un temps donné, représenté dans un modèle par une série de chiffres. L'analyse peut être basée simplement sur des observations de l'état réel d'un système. Si le modèle est sur-déterminé par les observations alors l'analyse se réduit à un problème d'interpolation. Dans la plupart des cas, le problème est sous-déterminé à cause de la faible densité d'observation. Afin d'obtenir un problème bien posé, il est donc nécessaire d'ajouter une information *a priori* sur l'état du modèle. Cette information peut provenir d'une climatologie, être un état trivial du système ou une analyse précédente. Dans ce dernier cas, on suppose que l'information s'accumule au cours du temps dans l'état du modèle et se propage à toutes les variables de celui-ci. C'est le concept de l'assimilation de données. L'assimilation de données est donc une technique d'analyse dans laquelle l'information observée s'accumule dans l'état du modèle en tirant parti des contraintes de cohérence des lois d'évolution dans le temps et des propriétés physiques.

Parmi les informations qui doivent être intégrées dans le système d'analyse, on compte donc les observations, une première ébauche et les propriétés physiques du système. Toutes ces informations sont importantes mais elles comportent chacune des erreurs (modélisation, discrétisation, observation...). L'objectif final du système est donc de minimiser la différence entre l'analyse et l'état réel du système. Pour ce faire, il est nécessaire de connaître les statistiques d'erreurs et de les modéliser en utilisant des concepts probabilistes. L'analyse peut donc se décrire comme un problème d'optimisation dans lequel on cherchera à minimiser la moyenne des erreurs d'analyse.

E.1 Formalisation mathématique du problème

E.1.1 Définitions

On définit pour commencer un vecteur d'état, \mathbf{x} qui décrit l'état du système physique étudié. \mathbf{x}_t est alors la meilleure représentation possible de la réalité, \mathbf{x}_b le vecteur d'état d'ébauche que l'on va utiliser pour l'analyse et \mathbf{x}_a le vecteur d'état qui résulte de l'analyse.

Pour une analyse, nous utilisons un certain nombre d'observations. Ces observations sont rassemblées dans ce que l'on nomme le vecteur d'observation, \mathbf{y} . On définit alors l'opérateur d'observation, \mathcal{H} . Le vecteur $\mathbf{y} = \mathcal{H}[\mathbf{x}]$ représente donc les valeurs que les observations prendraient si, à la fois les observations et le vecteur d'état, étaient parfaits et ce, en l'absence de toute erreur de modélisation.

E.1.2 Modélisation des erreurs

Soit ε un vecteur d'erreur, de valeur moyenne $\bar{\varepsilon}$, alors $\mathbf{E} = \overline{(\varepsilon - \bar{\varepsilon})(\varepsilon - \bar{\varepsilon})^T}$ est la matrice de covariance d'erreur.

La meilleure information que l'on possède sur la distribution de ε est sa fonction de densité de probabilité (*Probability Density Function* ou pdf) fonction scalaire d'intégrale unitaire. De manière informelle, cette fonction peut être vue comme la limite d'un histogramme dont les classes seraient infiniment étroites.

- $\varepsilon_b = \mathbf{x}_b - \mathbf{x}_t$ est l'erreur d'ébauche de covariance \mathbf{B} ;
- $\varepsilon_0 = \mathbf{y} - \mathcal{H}[\mathbf{x}_t]$ est l'erreur d'observation de covariance \mathbf{R} . ε_0 et \mathbf{R} contiennent les erreurs dues au processus d'observation, à la formalisation de \mathcal{H} et à sa discrétisation qui empêchent $\mathcal{H}[\mathbf{x}_t]$ d'être l'état réel et les différences entre échelles de mesure et de modélisation.
- $\varepsilon_a = \mathbf{x}_a - \mathbf{x}_t$ est l'erreur d'analyse de covariance \mathbf{A} .

On notera qu'une mesure des erreurs d'analyse est donnée par la trace de la matrice de covariance des erreurs d'analyse :

$$Tr(\mathbf{A}) = \overline{\|\varepsilon_a - \bar{\varepsilon}_a\|^2} \quad (\text{E.1})$$

E.2 Interpolation statistique par les moindres carrées

E.2.1 Hypothèses

Opérateur d'observation linéarisé : Pour tout \mathbf{x} assez proche de \mathbf{x}_b , on peut écrire

$$\mathcal{H}[\mathbf{x}] - \mathcal{H}[\mathbf{x}_b] = \mathbf{H}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) \quad (\text{E.2})$$

où \mathbf{H} est un opérateur linéaire, le tangent linéaire de \mathcal{H} .

Erreurs non triviales : \mathbf{B} et \mathbf{R} sont connues, vérifiées et stables ce qui implique qu'elles sont définies positives.

Erreurs non biaisées : Les espérances des erreurs d'ébauches et d'observations sont nulles.

Erreurs non corrélées : Les erreurs d'ébauches et d'observations ne sont pas corrélées.

Analyse linéaire : Nous recherchons une analyse qui est définie par des corrections de l'ébauche dépendant de manière linéaire des observations de départ.

Analyse optimale : Nous cherchons un état d'analyse le plus proche possible de l'état réel au sens du minimum de variance.

E.2.2 Théorème

- L'estimateur optimal des moindres carrées ou *Best Linear Unbiased Estimator* (BLUE) est défini par les équations suivantes :

$$\mathbf{x}_a = \mathbf{x}_b + \mathbf{K}(\mathbf{y} - \mathcal{H}[\mathbf{x}_b]) \quad (\text{E.3})$$

$$\mathbf{K} = \mathbf{B}\mathbf{H}^t(\mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^t + \mathbf{R})^{-1} \quad (\text{E.4})$$

où \mathbf{K} est appelée gain.

- Pour tout \mathbf{K} , la matrice de covariance des erreurs d'analyse s'écrit :

$$\mathbf{A} = (\mathbf{I} - \mathbf{K}\mathbf{H})\mathbf{B}(\mathbf{I} - \mathbf{K}\mathbf{H})^t + \mathbf{K}\mathbf{R}\mathbf{K}^t \quad (\text{E.5})$$

Si \mathbf{K} est le gain optimal au sens des moindres carrés alors $\mathbf{A} = (\mathbf{I} - \mathbf{K}\mathbf{H})\mathbf{B}$.

- L'analyse par le BLUE est équivalente à celle obtenue pour une formulation variationnelle d'optimisation :

$$\mathbf{x}_a \text{ tel que } J(\mathbf{x}_a) = \min_{\mathbf{x} \in \mathcal{B}}(J(\mathbf{x})); \quad J(\mathbf{x}) = J_o(\mathbf{x}) + J_b(\mathbf{x}) \quad (\text{E.6})$$

$J_b(\mathbf{x}) = (\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^t \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)$ est le terme de distance à l'ébauche, $J_o(\mathbf{x}) = (\mathbf{y} - \mathcal{H}[\mathbf{x}])^t \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y} - \mathcal{H}[\mathbf{x}])$ le terme de distance aux observations.

Alors \mathbf{x}_a est optimal au sens des moindres carrés et si les erreurs d'observation et d'ébauche sont gaussiennes alors \mathbf{x}_a est aussi l'estimateur le plus probable de l'état réel \mathbf{x}_t .

E.2.3 Quelques commentaires

La minimisation de $J(\mathbf{x}_a)$ (Eq. E.6) fait de nouveau intervenir l'opérateur \mathbf{H}^t qui s'identifie à l'opérateur adjoint de \mathbf{H} .

Les hypothèses décrites dans le paragraphe E.2.1 ne sont pas toujours vérifiées. L'hypothèse de non trivialité des erreurs est toujours vérifiable dans le cas d'un problème bien posé. L'hypothèse d'erreur non biaisée est plus difficile à réaliser en pratique. L'hypothèse de non corrélation des erreurs est souvent justifiée sauf dans certains cas par exemple lorsque les observations proviennent d'images satellite traitées avec une ébauche. Enfin, l'hypothèse du linéaire tangent est par contre loin d'être triviale, en particulier pour les codes faisant intervenir des variables ou des phénomènes à seuil.

E.3 Conclusions

Nous avons vu ici qu'il existe deux principales définitions pour le problème d'analyse statistique :

- supposer connues les covariances d'erreurs d'ébauche et d'observations et dériver les équations d'analyse (Sec. E.2.2) avec la contrainte de minimiser les variances des erreurs d'analyse,
- supposer et vérifier que les erreurs d'ébauche et d'observation ont des densités de probabilité gaussiennes et dériver les équations d'analyse en recherchant l'état de probabilité maximale.

Ces deux approches mènent à deux algorithmes mathématiques équivalent pour l'analyse :

- détermination directe de la matrice de gain \mathbf{K} (*Interpolation optimale*), dans le cas d'un opérateur d'observation linéaire,
- minimisation d'une fonction de coût quadratique (*1D-Var*, *3D-Var*).

L'équivalence de ces algorithmes s'arrêtent avec la validité des hypothèses présentées dans le paragraphe E.2.1.

La méthode variationnelle possède deux grands avantages :

- un coût algorithmique réduit,

- une extension immédiate pour les opérateurs non linéaires.

Pour finir, au contraire des méthodes 3D-Var et d'interpolation optimale, les méthodes, maintenant utilisées dans un cadre opérationnel, telles que les filtres de Kalman et le 4D-Var incluent la dynamique de l'évolution du modèle. Les filtres de Kalman sont basés sur une étape d'optimisation puis sur une propagation de la matrice de covariance des erreurs d'ébauche. Quant aux algorithmes 4D-Var, ceux-ci sont sous certaines hypothèses l'équivalent variationnel des filtres de Kalman.

Références

- Alberti, M., & Biscaro, D. 2010. Height variation detection in polar regions from ICESat satellite imagery. *Computer & Geosciences*, **36**(1), doi :10.1016/j.cageo.2009.07.002.
- Allix, A. 1927. *Observations glaciologiques faites en Dauphiné jusqu'en 1924. Etudes glaciologiques, Vol. 6, Glacier de Saint Sorlin.*
- Aoki, T., Aoki, T., Fukabori, M., Hachikubo, A., Tachibana, Y., & Nishio, F. 2000. Effects of snow physical parameters on spectral albedo and bidirectional reflectance of snow surface. *Journal of Geophysical Research*, **105** (08), 10.219–10.236.
- Aoki, T., Motoyoshi, H., Kodama, Y., Yasunari, T.J., & Sugiura, K. 2007. Variations of snow physical parameters and their effects on albedo in Sapporo, Japan. *Annals of Glaciology*, **46**, 375–281.
- Armstrong, R. L., & Brun, E. 2008. *Snow and Climate*. Cambridge University Press.
- Bamber, J. L., Gomez-Danz, J.L., & Griggs, J.A. 2009. A new 1 km digital elevation model of the Antarctic derived from combined satellite radar and laser data - Part 1 : Data and methods. *The Cryosphere*, **3**(1), 101–111.
- Barnes, A.P., Pagano, T.S., & Salomonson, V.V. 1998. Prelaunch characteristics of the moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **36**(4), 1088–1100.
- Barnett, T.P., Adam, J.C., & Lettenmaier, D. P. 2005. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, **438**, 303–309.
- Berk, A., Bernstein, L.S., & Roberston, D.C. 1989. MODTRAN : A Moderate Resolution Model for LOWTRAN 7. *Technical Report GL-TR-89-012, Air Force Geophysics Laboratory*.
- Berthier, E., Arnaud, Y., Kumar, R., Ahmad, S., Wagnon, P., & Chevallier, P. 2007. Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India). *Remote Sensing of Environment*, **108**, 327–338, doi :10.1016/j.rse.2006.11.017.
- Bird, R.E., & Riordan, C. 1986. Simple solar model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the earth's surface for a cloudless atmosphere. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **25**, 87–97.
- Bocquet, M. 2005. *Introduction aux principes et méthodes de l'assimilation de données en géophysique*, [http ://cerea.enpc.fr/HomePages/bocquet/assim.pdf](http://cerea.enpc.fr/HomePages/bocquet/assim.pdf).
- Bonn, F., & Rochon, G. 1992. *Précis de télédétection*. Presse de l'Université du Québec.

- Bonnefoy, N. 2001. *Développement d'un spectrophoto-goniomètre pour l'étude de la réflectance bidirectionnelle de surfaces géophysiques. Application au soufre et perspectives pour le satellite Io*. Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier-Grenoble I.
- Bourgeois, C.S., Calanca, P., & Ohmura, A. 2006. A field study of the hemispherical directional reflectance factor and spectral albedo of dry snow. *J. Geophys. Res.*, **111(D20)**, D20108, doi :10.1029/2006JD007296.
- Bouttier, F., & Courtier, P. 1999 (March). *Data assimilation concepts and methods*. in : Meteorological Training Course Lecture Series ECMWF, 2002.
- Brissaud, O., Schmitt, B., Bonnefoy, N., Douté, S., Rabou, P., Grundy, W., & M.Fily. 2004. Spectrogonio-radiometer for the study of the bidirectional reflectance and polarization functions of planetary surface. 1. Design and tests. *Applied Optics*, **43**, 1926–1937.
- Brock, B., Willis, I.C., Sharp, M.J., & Arnold, N.S. 2000. Modelling seasonal and spatial variations in the surface energy balance of Haut Glacier D'Arolla, Switzerland. *Annals of Glaciology*, **31**, 53–62.
- Brock, B.W., Willis, I.C., & Sharp, M.J. 2006. Measurement and parameterization of aerodynamic roughness length variations at Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology*, **52 (177)**, 281–297.
- Brucker, L. 2009. *Modélisation de l'émission micro-onde du manteau neigeux : applications en Antarctique et au Québec*. Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble 1.
- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., & Coleou, C. 1989. An energy and mass balance model of the snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, **35(121)**, 333–342.
- Brun, E., Martin, E., Sudul, M., & Brunot, G. 1992. A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, **38(128)**, 13–22.
- Cogley, J.G., & Adams, W.P. 1998. Mass balance of glaciers other than ice sheets. *Journal of Glaciology*, **44(147)**, 315–325.
- Corripio, J.G. 2001. *Modelling the energy balance of high altitude glacierised basins in the Central Andes*. Ph.D. thesis, University of Edinburgh.
- Corripio, J.G. 2004. Snow surface albedo estimation using terrestrial photography. *International Journal of Remote Sensing*, **25(24)**, 5705–5729.
- Corripio, J.G., Durand, Y., Guyomarc'h, G., Merindol, L., Lecorps, D., & Pugliese, P. 2004. Land-based remote sensing of snow for the validation of a snow transport model. *Cold Region Science and Technology*, **39(2-3)**, 93–104.
- Courtier, P., Freydier, C., Geleyn, J.F., Rabier, F., & Rochas, M. 1991. The ARPEGE project at Météo-France. In : *Proc. Seminar on Numerical Methods in Atmospheric Models, Vol. 2, Reading, United Kingdom, ECMWF*.
- Courtier, P., Andersson, E., Heckley, W., Pailleux, J., Vasiljevic, D., Hamrud, M., Hollingsworth, A., Rabier, F., & Fisher, M. 1998. The ECMWF implementation of three-dimensional variational assimilation (3D-Var). I. Formulation. *Quarterly Journal of the Meteorological Society*, **124(550)**, 1783–1807.
- Deardorff, J.W. 1968. Dependence of air-sea transfer coefficients on bulk stability. *Journal of Geophysical Research*, **73(8)**, 2549–2557.

- Dee, D.P. 2003. Detection and correction of model biases during data assimilation. In : *Meteorological Training Course Lecture Series (ECMWF)*.
- Demircan, A., Schuster, R., Radke, M., Schönermark, M., & Röser, H.P. 2000. Use of a wide angle CCD line camera for BRDF measurements. *Infrared Physics and technology*, **41**, 11–19.
- Domine, F., Taillandier, A.-S., Cabanes, A., Douglas, T.A., & Sturm, M. 2009. Three examples where the specific surface area of snow increased over time. *The Cryosphere*, **3**, 31–39.
- Dozier, J., & Painter, T.H. 2004. Multispectral and hyperspectral remote sensing of alpine snow properties. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, **32**, 465–494.
- Dozier, J., Green, R.O., Nolin, A.W., & Painter, T.H. 2009. Interpretation of snow properties from imaging spectrometry. *Remote Sensing of Environment*, **113**, S25–S37 doi :10.1016/j.rse.2007.07.029.
- Dumont, M., Arnaud, Y., Six, D., & Corripio, J.G. 2009. Retrieval for glacier surface albedo using terrestrial photography. *La houille blanche*, **2**, 102–108 doi :10.1051/lhb :2009021.
- Dumont, M., Brissaud, O., Picard, G., Schmitt, B., Gallet, J.-C., & Arnaud, Y. 2010. High Accuracy measurements of snow Bidirectional Reflectance Distribution Function at visible and NIR wavelengths. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **10**, 2507–2520.
- Durand, M., Molotch, N.P., & Margulis, S.A. 2008. A Bayesian approach to snow water equivalent reconstruction. *Journal of Geophysical Research*, **113**, D20117, doi :10.1029/2008JD009894.
- Durand, Y., Brun, E., Merindol, L., Guyomarc'h, G., & Lesaffre, B. 1993. A meteorological estimation of relevant parameters for snow model. *Annals of Glaciology*, **18**, 65–71.
- Essery, R., & Etchevers, P. 2004. Parameter sensitivity in simulations of snowmelt. *Journal of Geophysical Research*, **109**, D20111, doi : 10.1029/2004JD005036.
- Essery, R., Martin, E., Douville, H., Fernandez, A., & Brun, E. 1999. A comparison of four snow models using observations from an alpine site. *Climate Dynamics*, **15**, 583–593.
- Etchevers, P., and Martin E., Brown, R., Fierz, C., Lejeune, Y., Bazile, E., Boone, A., Dai, Y.-J., Essery, R., Fernandez, A., Gusev, Y., Jordan, R., Koren, V., Kowalczyk, E., Nasonova, N. O., Pyles, R. D., Schlosser, A., Shmakina, A. B., Smirnova, T. G., Strasser, U., Verseghy, D., Yamazaki, T., & Yang, Z.-L. 2004. Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulation simulated by several snow models (SnowMIP project). *Annals of Glaciology*, **38(9)**, 150–158.
- Fernandes, R., Zhao, H., Wang, X., Key, J., Qu, X., & Hall, A. 2009. Controls on Northern Hemisphere snow albedo feedback quantified using satellite Earth observations. *Geophysical Research Letters*, **36** (L21702), doi :10.1029/2009GL040057.
- Flanner, M.G., Zender, C.S., Randerson, J.T., & Rasch, P.J. 2007. Present-day climate forcing and response from black carbon in snow. *Journal of Geophysical Research*, **112** (D11), D11202, doi :10.1029/2006JD008003.
- Frei, A., & Robinson, D.A. 1999. Northern hemisphere snow extent : regional variability 1972-1994. *International Journal of Climatology*, **19**, 1535–1560.

- Gallet, J.-C. 2010. *La neige du plateau antarctique. Surface spécifique et applications*. Ph.D. thesis, Université de Grenoble.
- Gallet, J.-C., Dominé, F., Zender, C.S., & Picard, G. 2009. Measurement of the specific surface area of snow using infrared reflectance in an integrating sphere at 1310 and 1550 nm. *The Cryosphere*, **3**, 1–16.
- Gardner, A. S., & Sharp, M. J. 2010. A review of snow and ice albedo and the development of a new physically based broadband albedo parameterization. *Journal of Geophysical Research*, **115** (F01009), doi :10.1029/2009JF001444.
- Gerbaux, M. 2005. *Reconstruction du bilan de masse des glaciers alpins et impact du changement climatique*. Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble 1.
- Gerbaux, M., Genthon, C., Etchevers, P., Vincent, C., & Dedieu, J. 2005. Surface mass balance of glaciers in the French Alps : Distributed modeling and sensitivity to climate change. *Journal of Glaciology*, **51**(175), 561–572.
- Gottardi, F. 2009. *Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagne. Utilisation d'ébauches par types de temps et assimilation des données d'enneigement. Application aux grands massifs montagneux français*. Ph.D. thesis, Institut Polytechnique de Grenoble, Ecole doctorale Terre, Univers, Environnement.
- Grenfell, T. C., Warren, S. G., & Mullen, P. C. 1994. Reflection of solar radiation by the Antarctic snow surface at ultraviolet, visible and near-infrared wavelengths. *Journal of Geophysical Research*, **99**(09), 18.669–18.684.
- Grenfell, T.C., & Warren, S.G. 1999. Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 31.697–31.709.
- Greuell, W., & Oerlemans, J. 2004. Narrow-to-broadband conversion for glacier ice and snow : equations based on modeling and ranges of validity of the equations. *Remote Sensing of Environment*, **89**, 95–105, doi : 10.1016/j.rse.2003.10.010.
- Greuell, W., & Smeets, P. 2001. Variations with elevation in the surface energy balance on the Pasterze. *Journal of Geophysical Research*, **106**(D23), 31717–31727.
- Grossberg, M. D., & Nayar, S. K. 2004. Modeling the space of camera response functions. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, **26**(10), 1272–1282.
- Hagg, W.J., Braun, L.N., Uvarov, V.N., & Makarevich, K.G. 2004. A comparison of three methods of mass-balance determination in the Tuyuksu glacier region, Tien Shan, Central Asia. *Journal of Glaciology*, **50**(171), 505–510.
- Hall, D.K., & Riggs, G.A. 2007. Accuracy assessment of the MODIS snow products. *Hydrological Processes*, **21**(12), 1534–1547.
- Hall, D.K., Riggs, G.A., Salomonson, V.V., Digirolamo, N.E., & Bayr, K.J. 2002. MODIS snow cover products. *Remote Sensing of Environment*, **83**, 181–194.
- Hock, R. 2003. Temperature index modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, **282**, 104–115, doi :10.1016/S0022-1694(03)00257-9.

- Hock, R. 2005. Glacier melt : a review of processes and their modelling. *Progress in Physical Geography*, **29** (3), 362–391, doi : 10.1191/0309133305pp453ra.
- Hock, R., & Holmgren, B. 2005. A distributed surface energy-balance model for complex topography and its application to Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology*, **51**(172), 25–36.
- Houghten, H.G. 1954. On the annual heat balance of the Northern Hemisphere. *Journal of Meteorology*, **11**, 1–9.
- Hudson, S. R., Warren, S. G., Brandt, R. E., Grenfell, T. C., & Six, D. 2006. Spectral Bidirectional Reflectance of Antarctic snow : Measurements and parameterization. *Journal of Geophysical Research*, **111**.
- Hudson, S.R., Kato, S., & Warren, S.G. 2010. Evaluating CERES angular distribution models for snow using surface reflectance observations from the East Antarctic Plateau. *Journal of Geophysical Research*, **115**, D03101, doi : 10.1029/2009JD012624.
- Huss, M., Bauder, A., Funk, M., & Hock, R. 2008. Determination of the seasonal mass balance of four alpine glaciers since 1865. *Journal of Geophysical Research*, **113**(F01015), doi :10.1029/2007JF000803.
- Jin, Z., Charlock, T. P., Yang, P., Xie, Y., & Miller, W. 2008. Snow optical properties for different particles shapes with application to snow grain size retrieval and MODIS/CERES radiance comparison over Antarctica. *Remote Sensing of Environment*, **112**, 3563–3581.
- Kaasalainen, S., Kaasalainen, M., Mielonen, T., Suomalainen, J., Peltoniemi, J.I., & Näränen, J. 2006. Optical properties of snow in backscatter. *Journal of Glaciology*, **52**, 574–584.
- Kipp, & Zonen. 2009. *Instruction Manuel CNR1 Net radiometer*. Delft, The Netherlands : Kipp and Zonen. (p2.).
- Klok, E.J., & Oerlemans, J. 2002. Model study of the spatial distribution of the energy and mass balance of Morteratschgletscher, Switzerland. *Journal of Glaciology*, **48**(163), 505–518.
- Klok, E.J., Greuell, W., & Oerlemans, J. 2003. Temporal and spatial variation of the surface albedo of Morteratschgletscher, Switzerland, as derived from 12 Landsat images. *Journal of Glaciology*, **49** (167), 491–502.
- Knap, W.H., Brock, B.W., Oerlemans, J., & Willis, I.C. 1999a. Comparison of Landsat TM-derived and ground-based albedos of Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *International Journal of Remote Sensing*, **20**(17), 3293–3310.
- Knap, W.H., Reijmer, C.H., & Oerlemans, J. 1999b. Narrowband to broadband conversion of Landsat TM glacier albedos. *International Journal of Remote Sensing*, **20**(10), 2091–2110.
- Kokhanovsky, A., Aoki, T., Hachikubo, A., Hori, M., & Zege, E. P. 2005. Reflective properties of natural snow : approximate asymptotic theory versus *In Situ* measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **43**, 1529–1535.
- Kokhanovsky, A. A., & Zege, E. P. 2004. Scattering optics of snow. *Applied Optics*, **43**, 1589–1602.
- Legagneux, L., Cabanes, A., & F.Dominé. 2002. Measurement of the specific surface area of 176 snow samples using methane adsorption at 77 K. *Journal of Geophysical Research*, **107**.

- Lejeune, Y. 2009. *Apports de modèles de neige CROCUS et de sol ISBA à l'étude du bilan glaciologique d'un glacier tropical et du bilan hydrologique de son bassin versant*. Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier (Grenoble 1).
- Lejeune, Y., Wagnon, P., Bouilloud, L., Chevallier, P., Etchevers, P., Martin, E., Sircart, J.E., & Habets, F. 2007. Melting of snow cover in a tropical mountain environment : processes and melting. *Journal of Hydrometeorology*, **8**, 922–937.
- LeMeur, E., & Vincent, C. 2003. A two-dimensional shallow ice-flow model of Glacier de Saint-Sorlin, France. *Journal of Glaciology*, **49(167)**, 527–538.
- Leroux, C., Deuzé, J.-L., Goloub, P., Sargent, C., & Fily, M. 1998. Ground measurements of the polarized bidirectional reflectance of snow in the near-infrared spectral domain : comparison with model results. *J. Geophys. Res.*, **103**, 19.721–19.731.
- Leroux, C., Lenoble, J., Brogniez, G., Hovenier, J.W., & de Haan, J.F. 1999. A model for the bidirectional polarized reflectance of snow. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **61(3)**, 273–285.
- Li, S., & Zhou, X. 2004. Modelling and measuring the spectral bidirectional reflectance factor of snow-covered sea ice : an intercomparison study. *Hydrological Processes*, **18**, 3559–3581.
- Li, W., Stamnes, K., Chen, B.Q., & Zon, X.Z. 2001. Snow grain size retrieved from near-infrared radiances at multiple wavelengths. *Geophysical Research Letters*, **28(9)**, 1699–1702.
- Li, W., Stamnes, K., Eide, H., & Spurr, R. 2007. Bidirectional reflectance distribution function of snow : correction for the Lambertian assumption in remote sensing applications. *Optical Engineering*, **46(6)**.
- Liang, S., Stroeve, J., & Box, J.E. 2005. Mapping daily snow/ice shortwave broadband albedo for Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) : The improved direct retrieval algorithm and validation with Greenland in situ measurements. *Journal of Geophysical Research*, **110 (D10109)**, doi :10.1029/2004JD005493.
- Lliboutry, L. 1962. Campagne sismique de 1960-61 sur la Vallée Blanche, le glacier du Tacul et le glacier de Saint Sorlin. In : *SHF, section Glaciologie*.
- Lliboutry, L. 1965. *Traité de Glaciologie : Glaciers, Variations du climat, Sols gelés*.
- Lliboutry, L. 1974. Etudes glaciologiques au glacier de St-Sorlin. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeology*, **X**, 225–231.
- Lyapustin, A., Tedesco, M., Wang, Y., Aoki, T., Hori, M., & Kokhanovsky, A. 2009. Retrieval of snow grain size over Greenland from MODIS. *Remote Sensing of Environment*, **113 (9)**, 1976–1987, doi :10.1016/j.rse.2009.05.2008.
- Martin, E. 1995. *Modélisation de la climatologie nivale des Alpes françaises, application des techniques de régionalisation à l'étude de l'impact d'un changement climatique sur l'enneigement*. Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier - Toulouse.
- Martin, E., & Lejeune, Y. 1998. Turbulent fluxes above the snow surface. *Annals of Glaciology*, **26**, 179–183.
- Martin, S. 1975. Wind regimes and heat exchange on Glacier de Saint Sorlin. *Journal of Glaciology*, **14(70)**, 91–105.

- Matson, M., & Wiesnet, D.R. 1981. New database for climate studies. *Nature*, **268**, 451–456.
- Mishchenko, M.M., Dlugach, J. M., Yanovitskij, E. G., & Zakharova, N. T. 1999. Bidirectional reflectance of flat, optically thick particulate layers : an efficient radiative transfer solution and applications to snow and soil surfaces. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **63**, 409–432.
- Moholdt, G., Hagen, J.O., Eiken, T., & Schuler, T.V. 2010. Geometric changes and mass balance of the Austfonna ice cap, Svalbard. *The Cryosphere*, **4**(1), 21–34.
- Morris, E.M. 1989. Turbulent transfer over snow and ice. *Journal of Hydrology*, **105**, 205–223.
- Mätzler, C. 1994. Passive microwave signatures of landscapes in winter. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **54**, 241–260.
- Munneke, P. K. 2009. *Snow, ice and solar radiation*. Ph.D. thesis, Utrecht University.
- Nagler, T., & Rott, H. 2000. Retrieval of wet snow by means of multitemporal SAR data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **38**(2), 754–765.
- Nicodemus, F.E., Richmond, J.C., Hsia, J.J., Ginsberg, I.W., & Limperis, T. 1977. *Geometrical Considerations and Nomenclature for Reflectance*. Vol. 160. NBS Monogr.
- Nolin, A., Dozier, J., & Mertes, L.A.K. 1993. Mapping alpine snow using a spectral mixture technique. *Annals of Glaciology*, **17**, 121–124.
- Nolin, A. W., Fetterer, F.M., & Scambos, T.A. 2002. Surface roughness characterizations of sea ice and ice sheets : case studies with MISR data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **40**(7), 1605–1615.
- Oerlemans, J., & Knap, W.H. 1998. A 1 year record of global radiation and albedo in the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland. *Journal of Glaciology*, **44**, 231–238.
- Oerlemans, J., Giesen, R.H., & de Broeke, M.R. Van. 2009. Retreating alpine glaciers : increased melt rates due to accumulation of dust (Vadret de Morteratsch, Switzerland). *Journal of Glaciology*, **55**(192), 729–736.
- Painter, T. H., & Dozier, J. 2004a. Measurements of the hemispherical-directional reflectance of snow at fine spectral and angular resolution. *Journal of Geophysical Research*, **109**.
- Painter, T.H., & Dozier, Jeff. 2004b. The effect of anisotropic reflectance on imaging spectroscopy of snow properties. *Remote Sensing of Environment*, **89**, 409–422.
- Painter, T.H., Rittger, K., McKenzie, C., Slaughter, P., Davis, R.E., & Dozier, J. 2009. Retrieval of subpixel snow covered area, grain size, and albedo from MODIS. *Remote Sensing of Environment*, **113**, 868–879, doi :10.1016/j.rse.2009.01.001.
- Paterson, W.S.B. 1994. *The physics of glaciers*. Elsevier Science.
- Paul, F., & Andreassen, L.M. 2009. A new glacier inventory for the Svartisen region, Norway, from Landsat ETM plus data : challenges and change assessment. *Journal of Glaciology*, **55**(192), 607–618.
- Paul, F., Kaab, A., Maisch, M., Kellenberger, T., & Haeberli, W. 2002. The new remote-sensing-derived Swiss glacier inventory : I. Methods. *Annals of Glaciology*, **34**, 355–361.

- Pedersen, C. A., & Winther, J.-G. 2005. Intercomparison and validation of snow albedo parameterization schemes in climate models. *Climate Dynamics*, **25**, 351–362 doi : 10.1007/s00382-005-0037-0.
- Peltoniemi, J. I., Kaasalainen, S., Näränen, J., Matikainen, L., & Piironen, J. 2005. Measurements of Directional and Spectral Signatures of Light Reflectance by Snow. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **43**(10), 2294–2304.
- Picard, G., Arnaud, L., Dominé, F., & Fily, M. 2008. Determining snow specific surface area from near-infrared reflectance measurements : numerical study of the influence of grain shape. *Cold Region Science and Technology*, **56**, 10–17.
- Prata, A.J. 1996. A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **122** (533), 1127–1151.
- Pullianen, J., & Hallikainen, M. 2001. Retrieval of regional snow water equivalent from space-borne passive microwave observations. *Remote Sensing of Environment*, **75**, 76–85.
- Quenouille, M. H. 1952. *Associated measurements*. London Butterworths scientific publications.
- Rabatel, A., Dedieu, J.P., & Vincent, C. 2005. Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and mass-balance time series : validation on three French glaciers, 1994-2002. *Journal of Glaciology*, **51**(175), 539–546.
- Rabatel, A., Dedieu, J.P., Thibert, E., Letreguilly, A., & Vincent, C. 2008. 25 years (1981-2005) of equilibrium-line altitude and mass-balance reconstruction on Glacier Blanc, French Alps, using remote-sensing methods and meteorological data. *Journal of Glaciology*, **54**(185), 207–314.
- Racoviteanu, A.E., Arnaud, Y., Williams, M.W., & Ordonez, J. 2008. Decadal changes in glacier parameters in the Cordillera Blanca, Peru, derived from remote sensing. *Journal of Glaciology*, **54**(186), 499–510.
- Ribstein, P., Tiriau, E., Francou, B., & Saravia, R. 1995. Tropical climate and glacier hydrology : a case study in Bolivia. *Journal of Hydrology*, **165**, 221–234.
- Schaefer, M., & LeMeur, E. 2007. Improvements of a 2D-SIA ice flow model ; application to the Saint Sorlin glacier, France. *Journal of Glaciology*, **53**(183), 713–722.
- Schaepman-Strub, G., Schaepman, M.E., Painter, T.H., Dangel, S., & Martonchik, J.V. 2006. Reflectance quantities in optical remote sensing - definitions and case studies. *Remote Sensing of Environment*, **103**, 27–42, doi : 10.1016/j.rse.2006.03.002.
- Sergent, C., Leroux, C., Pougatch, E., & Guirado, F. 1998. Hemispherical-directional reflectance measurements of natural snow in the 0.9-1.45 μm spectral range : comparison with adding-doubling modelling. *Annals of Glaciology*, **26**, 59–63.
- Shi, J., Dozier, J., & Rott, H. 1994. Snow mapping in alpine regions with synthetic aperture radar. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **32**(1), 152–158.
- Sicart, J.-E., Hock, R., & Six, D. 2008. Glacier melt, air temperature, and energy balance in different climates : The Bolivian Tropics, the French Alps, and northern Sweden. *Journal of Geophysical Research*, **113**, doi : 10.1029/2008JD010406.

- Sicart, J.E., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B., & Condom, T. 2007. Glacier mass balance of tropical Zongo glacier, Bolivia, comparing hydrological and glaciological methods. *Global and Planetary Change*, **59**, 27–36.
- Sirguey, P. 2009a. Simple correction for multiple reflection in rugged terrain. *International Journal of Remote Sensing*, **30(4)**, 1075–1081.
- Sirguey, P. 2009b. *Monitoring Snow Cover and Modelling catchment discharge with remote sensing in the upper Waitiki Basin, New Zealand*. Ph.D. thesis, University of Otago, Dunedin, New Zealand.
- Sirguey, P., Mathieu, R., Arnaud, Y., Khan, M.M., & Chanussot, J. 2008. Improving MODIS spatial resolution for snow mapping using wavelet fusion and ARSIS concept. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Letters*, **32(1)**, 78–82.
- Sirguey, P., Mathieu, R., & Arnaud, Y. 2009. Subpixel monitoring of the seasonal snow cover with MODIS at 250 m spatial resolution in the Southern Alps of New Zealand : Methodology and accuracy assessment. *Remote Sensing of Environment*, **113**, 160–181 doi :10.1016/j.rse.2008.09.008.
- Six, D., Wagnon, P., Sicart, J.E., & Vincent, C. 2008. Meteorological controls on snow and ice ablation for two very contrasted months on Saint-Sorlin Glacier (France). *Annals of Glaciology*, **50(50)**, 66–72.
- Slaymaker, O., & Kelly, R.E.J. 2007. *The Cryosphere and Global Environmental Change*. Willey -Blackwell Publishing.
- Soruco, A., Vincent, C., Francou, B., & Gonzales, J.F. 2009. Glacier decline between 1963 and 2006 in the Cordillera Real, Bolivia. *Geophysical Research Letters*, **36 (L03502)**, doi :10.1029/2008GL036238.
- Stamnes, K., Tsay, S.C., Wiscombe, W., & Jayaweera, K. 1988. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Applied Optics*, **27**, 2502–2509.
- Stroeve, J.C., Box, J.E., & Haran, T. 2006. Evaluation of the MODIS (MOD10A1) daily snow albedo product over the Greenland ice sheet. *Remote Sensing of Environment*, **105**, 155–171, doi :10.1016/j.rse.2006.06.009.
- Sverdrup, H.U. 1936. The eddy conductivity of the air over a smooth snow field. *Geofysiske Publikasjoner*, **11**, 5–69.
- Tedesco, M., & Kokhanovsky, A. A. 2007. The semi-analytical snow retrieval algorithm and its application to modis data. *Remote Sensing of Environment*, **111**, 228–241, doi :10.1016/j.rse.2007.02.036.
- Vallon, M., & Leiva, J.-C. 1981. Bilans de masse et fluctuations récentes du Glacier de Saint-Sorlin (Alpes Françaises). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeology*, **17(2)**, 143–167.
- Vermote, E.F., Tanré, D., Tanzé, J.-L., Herman, M., & Morcette, J.-J. 1997. Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S : an overview. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **35**, 675–686.
- Vincent, C. 2002. Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balance. *Journal of Geophysical Research*, **107(D19)**, doi : 10.1029/2001JD000832.
- Vincent, C., Vallon, M., Reynaud, L., & Meur, E. Le. 2000. Dynamic behaviour analysis of glacier de Saint Sorlin, France, from 40 years of observations, 1957-97. *Journal of Glaciology*, **46(154)**, 499–506.

- Vincent, C., Kappenberger, G., Valla, F., Bauder, A., Funk, M., & LeMeur, E. 2004. Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th century. *Journal of Geophysical Research*, **109**, D10104, doi :10.1029/2003JD003,857.
- Wagnon, P. 1999. *Analyse du bilan d'énergie d'un glacier tropical : application à la relation glacier-climat*. Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble 1.
- Warren, S. G. 1982. Optical Properties of Snow. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **20**, 67–89.
- Warren, S. G. 1984. Impurities of Snow : Effects on Albedo and Snowmelt. *Annals of Glaciology*, **5**, 177–179.
- Warren, S. G., & Wiscombe, W. J. 1980. A model for the spectral albedo of snow : II/ Snow containing Atmospheric Aerosols. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **37**, 2734–2745.
- Warren, S. G., Brandt, R. E., & Hinton, P. O'Rawe. 1998a. Effect of surface roughness on bidirectional reflectance of Antarctic snow. *Journal of Geophysical Research*, **103**(E11), 25,789–25,807.
- Warren, S.G., & Brandt, R.E. 2008. Optical constant for ice from the ultraviolet to the microwave : A revised compilation. *Journal of Geophysical Research*, **D14220**, doi :10.1029/2007JD009744.
- Warren, S.G., Brandt, R.E., & Hinton, P.O. 1998b. Effect of surface roughness on bidirectional reflectance of Antarctic snow. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 25789–25807.
- Willemet, Jean-Marie. 2008. *The snow cover model CROCUS -User's Guide, version 2.4*. Météo France, Centre national de recherches météorologiques, Centre d'Etude de la Neige.
- Wiscombe, W. J., & Warren, S. G. 1980. A model for the spectral albedo of snow : I. Pure snow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **37**, 2712–2733.
- Wiscombe, W.J. 2005. Refractive index of ice and water. *ftp ://climate1.gsfc.nasa.gov/wiscombe*.
- Wolfe, R.E., Nishihama, M., Flieg, A.J., Kuyper, J.A., Roy, D.P., Storey, J.C., & Patt, F.S. 2002. Achieving sub-pixel geolocation accuracy in support of MODIS land science. *Remote Sensing of Environment*, **83**(1-2), 31–49, doi :10.1016/S0034-4257(02)00085-6.
- Xie, Y., Yang, P., Gao, B.-C., Kattawar, G. W., & Mishchenko, M. M. 2006. Effect of ice crystal shape and effective size on snow bidirectional reflectance. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **100**, 457–469.